



DIPLOMARBEIT

Quantifizierung von Sedimentspeichern in einem hochalpinen Tal

Ausgeführt am Institut für
Geodäsie und Geophysik
der Technischen Universität Wien

unter der Anleitung von
O. Univ. Prof. Dipl.-Ing. Dr. phil. Ewald Brückl
(Begutachter und Betreuer)

durch
Stefan Eipeldauer
Invalidenstraße 15/ 5/ 83
1030 Wien

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	7
1.1	Zielsetzung	9
2	Geophysikalische Untersuchungen alpiner Sedimentspeicher	11
3	Untersuchungsgebiet	17
3.1	Geomorphologischer Überblick	18
3.2	Alpine Sedimentspeicher	23
3.2.1	Schuttkörper (Talus)	23
3.2.2	Moränen	25
3.2.3	Blockgletscher	27
3.3	Permafrost	30
3.4	Bisherige Untersuchungen und Daten	33
4	Methodik.....	36
4.1	Seismik	36
4.1.1	Refraktionsseismik	38
4.1.1.1	Delayzeiten	40
4.2	Tomographie	42
4.3	Georadar (GPR)	43
4.3.1	Auflösung	45
4.4	Geometrische Abschätzung der Felsoberfläche	47
4.4.1	Modellierung durch Potenzfunktionen bzw. quadratische Funktionen	47
4.4.2	Modellierung mit Splineinterpolationen	51
4.4.2.1	Erläuterung der Vorgehensweise.....	51
4.4.2.2	Mathematische Modellbeschreibung	53

4.5	Geostatistisches Verfahren Kriging	56
5	Datenerfassung und Auswertung.....	57
5.1	Seismik	59
5.1.1	Instrumentierung	59
5.1.2	Messanordnung	60
5.1.3	Datenbearbeitung	62
5.2	Georadar	65
5.2.1	Instrumentierung	65
5.2.2	Messanordnung	66
5.2.3	Datenbearbeitung	67
5.3	Modellierung der Felsoberfläche	69
6	Ergebnisse	72
6.1	Seismik	72
6.2	Georadar	80
6.3	Modellierung der Felsoberfläche	85
6.4	Sedimentvolumen	96
7	Diskussion	98
7.1	Bestimmung der Felsoberfläche durch geophysikalische Methoden	98
7.2	Modellierung der Felsoberfläche	101
7.3	Sedimentvolumen	102
8	Zusammenfassung.....	106
	Anhang.....	108
	Literaturverzeichnis	138
	Abbildungsverzeichnis	142
	Tabellenverzeichnis	146

Kurzfassung

Sedimentspeicher in hochalpinen Tälern, in denen Permafrost vorkommt, gehören zu jenen Gebieten die am stärksten von der Klimaänderung betroffen sind und haben deswegen einen großen Einfluss auf das hydrologische Regime. Das ÖAW - Projekt „Permafrost in Austria“ versucht genau diese Auswirkungen zu erfassen und zu verstehen. Die Hauptziele dieses Projektes sind die quantitative Abschätzung der Permafrostverteilung in einem definierten Untersuchungsgebiet und die Entwicklung eines hydrologischen Modelles. Die vorliegende Arbeit ermittelt unter anderem das Sedimentvolumen, das ein wichtiger Eingangsparameter für die hydrologische Modellierung im Einzugsgebiet Krummgampental ist. Im Zuge dieser Arbeit werden 25 Refraktionsseismik- und 12 Georadar-Profile im Krummgampental durchgeführt um die Felsoberfläche zu detektieren. Nach einem kurzen Überblick über den derzeitigen Stand der geophysikalischen Untersuchungen an Sedimentspeichern wird ein Ansatz vorgestellt, der auf Basis der geophysikalischen Messergebnisse eine Modellierung der Felsoberfläche ermöglicht. Über geometrische Abschätzungen und visuelle Interpretationen werden Stützstellen in mehreren Querprofilen verteilt und durch kubische Splinekurven interpoliert. Für eine Genauigkeitsabschätzung des berechneten Sedimentvolumens werden sowohl die Unsicherheiten der geophysikalischen Methoden als auch die der modellierten Felsoberfläche betrachtet.

Abstract

Sediment budgets in high alpine valleys which contain permafrost are one of the most affected areas from climate changes and therefore have a large influence on the hydrological regime. The ÖAW-Project "Permafrost in Austria" is trying to understand and to evaluate this impact. The main aim of this project is the quantitative assessment of alpine permafrost in a defined research area and the development of a hydrological model. This thesis determines the sediment volume, which is an important parameter for the hydrological modelling in the research area Krummgampental. In the course of this thesis 25 seismic refraction and 12 ground penetrating radar profiles are undertaken to detect the bedrock surface. After a short overview on the current state of the geophysical investigations on sediment budgets, an approach is introduced which models the bedrock surface on the basis of the geophysical results. Therefore sampling points in different sections are distributed based on geometric estimations and visual interpretations. Afterwards these sampling points are interpolated by cubic spline curves. To estimate the accuracy of the calculated sediment volume the uncertainties of the geophysical methods and those of the modelled bedrock surface are considered.

Vorwort und Danksagung

Einer der Beweggründe für die Themenwahl dieser Diplomarbeit ist meine Naturverbundenheit. Obwohl ich in der Stadt aufgewachsen bin, gaben mir meine Eltern immer wieder die Möglichkeit, mich in der Natur aufzuhalten. Schon in meiner frühen Kindheit war ich mit meinen Eltern oft in den Bergen unterwegs.

Als sich im Sommer 2009 die Möglichkeit ergab, bei dem ÖAW-Projekt „Permafrost in Austria“ der Österreichischen Akademie der Wissenschaften mitzuarbeiten und eine Diplomarbeit darüber zu schreiben, sagte ich natürlich sofort zu.

An dieser Stelle sei meinem Diplomarbeitsbetreuer Helmut Hausmann gedankt, der mir dieses Projekt ermöglicht hat. Ewald Brückl danke ich grundsätzlich für die Annahme, die Betreuung meiner Diplomarbeit und im speziellen für die positiven Rückmeldungen bei seinen Besuchen im geophysikalischen Labor. Bei Werner Chwatal bedanke ich mich für seinen Zeitaufwand und seine Unterstützung bei der Auswertung der geophysikalischen Messdaten. Walter Loderer für seine Hilfsbereitschaft.

Meinen Eltern, Gabriele und Georg Eipeldauer, möchte ich hiermit ganz besonders danken, da es mir ohne ihrer Hilfe und Unterstützung in allen Bereichen nicht möglich gewesen wäre zu studieren.

Meiner Lebensgefährtin, Katharina Bittner, bin ich dankbar für ihre liebevolle Begleitung, ihre aufrichtenden Worte und den positiven Zuspruch in Zeiten des Zweifels. Nicht zu vergessen sind vor allem die zeitlichen Ressourcen für das Schreiben an der Diplomarbeit, die sie mir seit der Geburt unserer Tochter Alina ermöglichte.

1 Einleitung

Die ersten Forschungsarbeiten in den Alpen reichen schon weit über hundert Jahre zurück und beginnen im 19. Jahrhundert mit der Gletscherforschung. Die Anfänge reichen von ersten Kartierungen und Zustandsaufnahmen einzelner Gletscher bis hin zur ersten gesamten Vermessung eines Gletschers („Der Vernagtferner“, 1897) durch Sebastian Finsterwalder¹ mit Hilfe der terrestrischen Photogrammetrie. Sein Verfahren und die von ihm entwickelte Messapparatur bilden noch heute eine wichtige Grundlage der heutigen Gletschervermessung.

Erst Ende des letzten Jahrhunderts werden vermehrt geophysikalische Forschungsarbeiten in den Alpen durchgeführt. Das hat einerseits mit den immer moderner und leichter werdenden Messapparaturen zu tun, durch die es erst möglich geworden ist in solchen hochalpinen Gebieten geophysikalische Messungen durchzuführen, und andererseits mit dem Klimawandel, der vor allem diese Regionen stark beeinflusst. Dadurch ist es dringend notwendig geworden, dessen Auswirkungen auf diese Regime besser zu verstehen, sowie die Gefahren, die von den Veränderungen ausgehen können, abzuschätzen. Durch die Erschließung und Besiedelung des alpinen Raumes wird es immer wichtiger, mögliche Gefahren zu erforschen und Methoden zur schnelleren Erkennbarkeit zu entwickeln. Durch steigende Temperaturen geht zum Beispiel eine große Gefahr von den schwindenden Permafrostböden aus, weil die stabilisierende Wirkung des Eises nicht mehr gegeben ist und der Untergrund an Festigkeit verliert. Für ein besseres Verständnis für diese oft komplexen Zusammenhänge bedarf es zum einen der Geodäsie für die Erfassung von dynamischen Prozessen, wie etwa die Bewegung verschiedener Sedimentkörper, und zum anderen der Geophysik, die dabei hilft diese Prozesse zu verstehen und Modelle zu entwickeln, um eventuell zukünftige Veränderungen zu prognostizieren.

Im Rahmen des ÖAW - Projektes „Permafrost in Austria“ geht es nun darum, diese genannten Prozesse zu erfassen und zu verstehen. In dem Forschungsprojekt soll der Frage nach dem Einfluss von Permafrost im Lockergestein auf das hydrologische Regime nachgegangen werden. Die hydrologischen Untersuchungen an Sedimentspeichern umfassen Parameter, wie Gesamtvolumen, Porenvolumen, Sedimentvolumen, effektives Speichervolumen und hydraulische Leitfähigkeit. Die Diplomarbeit befasst sich mit der Ermittlung des

¹ Sebastian Finsterwalder: (* 4. Oktober 1862 in Rosenheim; † 4. Dezember 1951 in München) war ein bayerischer Mathematiker und Geodät.

Sedimentvolumens im Untersuchungsgebiet Krummgampental, um einen wichtigen Eingangsparameter für die hydrologische Modellierung zu liefern.

1.1 Zielsetzung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Bestimmung des Gesamtvolumens der Lockersedimente im hydrologischen Einzugsgebiet des Krummgampentales. Für diese Aufgabenstellung werden die geophysikalischen Methoden Refraktionsseismik und Georadar verwendet. Die Auswahl der Profile erfolgt unter Berücksichtigung gleichmäßiger Beprobung pro Sedimentklasse. Die Flächenanteile sind: Moränen (45 %), Schuttkörper (17 %) und Blockgletscher (5 %), sowie sichtbares Festgestein (33 %).

Zuerst soll eine genaue Abgrenzung der verschiedenen Sedimentspeicher anhand von Luftbildern und einer geomorphologischen Karte getroffen werden. Anhand der geophysikalischen Profile wird die Detektierung der Grenze zwischen der Sedimentüberlagerung und der Felsoberkante an den gemessenen Profilen angestrebt.

Zur flächenhaften Extrapolation der jeweiligen Sedimentklasse werden topographisch - morphologische Korrelationen (z. B. Schuttkörperlänge mit Schuttkörperdicke) und Statistiken (z. B. eine mittlere Überlagerung der einzelnen Sedimentspeicher) unter Kalibrierung durch die geophysikalischen Daten verwendet. Des Weiteren wird versucht, ob über diese Korrelationen und Statistiken Stützwerte erstellt werden können und in Querprofilen der Felsverlauf über Splinefunktionen geometrisch sinnvoll modellierbar ist. Mit Hilfe des geostatistischen Verfahren Kriging werden die Ergebnisse auf das gesamte Untersuchungsgebiet ausgeweitet, um ein dreidimensionales Untergrundmodell über den Felsverlauf zu erhalten, womit sowohl das Gesamtvolumen als auch die einzelnen Volumina der verschiedenen Sedimentklassen berechnet werden können.

Die Ziele zusammengefasst:

- Anwendung der beiden geophysikalischen Methoden (Refraktionsseismik und Georadar) zur Detektion der Felsoberfläche in den unterschiedlichen Untergrundklassen
- Entwicklung einfacher Ansätze zur geometrischen Abschätzung der Felsoberfläche in den unterschiedlichen Untergrundklassen
- Visuelle Interpretation der sichtbaren Felsoberfläche zur Entwicklung der Modelle (für die Luftbildinterpretation, Tangente an die abtauchende Felsoberfläche, Mindestüberlagerung über Höhe der Blockgletscherstirn)
- Berechnung des Sedimentvolumens
- Diskussion über die Unsicherheiten der Ergebnisse

2 Geophysikalische Untersuchungen alpiner Sedimentspeicher

Vor allem im Bereich der Permafrostforschung bzw. Kartierung von Permafrost wurden in den letzten Jahrzehnten einige geophysikalische Messungen zu dessen Detektierung durchgeführt. Ebenfalls wurden einige Blockgletscher, eine Erscheinungsform von alpinem Permafrost, über ihren internen strukturellen Aufbau untersucht und dabei auch Parameter, wie etwa das Speichervolumen und die Grenze zwischen Sediment und Festgestein, bestimmt (HAUSMANN, 2005).

Im aktuellen Kapitel werden Forschungsarbeiten angeführt, die sich bereits mit der Abschätzung von Sedimentvolumen bzw. der Bestimmung der Grenze zwischen Sediment und Festgestein beschäftigten.

Hier sei vor allem die Arbeit von OTTO (2006) erwähnt, der in den Schweizer Alpen die verschiedenen Sedimentspeicher im Turtmantal erfasste und mit den geophysikalischen Methoden Seismik, Georadar und Geoelektrik untersuchte, um Parameter wie Speichervolumen und Abtragungsraten zu eruieren. Das Turtmantal mit seinen Seitentälern umfasst eine Fläche von ca. 110 km² (2D) und 139 km² (3D). Seine Methode zur Bestimmung des effektiven Speichervolumens startet mit geophysikalischen Messungen an den verschiedenen Sedimentspeichern im Hungerlitaelli, einem Seitental des Turtmantals, einschließlich der Bestimmung der Grenze zwischen der Sedimentüberlagerung und dem Festgestein. Insgesamt wurden bei den Untersuchungen 27 Seismik-, 6 Georadar- und 15 Geoelektrikprofile auf den unterschiedlichen Sedimentspeichern gemessen und ausgewertet.

Im nächsten Schritt wurde die Modellierung der Sedimentdicken im Hungerlitaelli vorgenommen:

- 1) Geophysikalische Messergebnisse wurden als repräsentative Werte für gleiche Sedimentspeicherarten mit ähnlicher Position verwendet und als Stützstellen auf das gesamte Messgebiet verteilt.
- 2) Zusätzlich konnte bei Blockgletschern, die eindeutig herausragten, eine Mindesttiefe angenommen werden, die über die gemessenen Stirnhöhen gegeben war und im Bereich von Blockgletschern berücksichtigt wurde.
- 3) Des Weiteren erfolgte eine visuelle Interpretation von Struktur, Lage und tektonischer Gegebenheit der sichtbaren Felsoberfläche, diese beeinflusste die Abschätzung gewisser Sedimentmächtigkeiten.

Anschließend wurde die Bearbeitung und Interpolierung der gemessenen und modellierten Daten als Punkte in einem GIS - Programm (ArcGIS 9.1) vorgenommen. Die Interpolationsmethode TOPOGRID wurde vorrangig verwendet und mit anderen Interpolationsmethoden (Spline, Inverse Distanzwichtung, Kriging) verglichen. OTTO kam zu dem Ergebnis, dass nur die TOPOGRID Methode positive Sedimentdicken bestimmte. Bei allen anderen Methoden wurden zum Teil negative Werte ermittelt, die über der topographischen Oberfläche gelegen wären, und daher keine sinnvolle Interpretation zuließen. Das Gesamtvolumen im Hungerlitaelli wurde mit der Prismenmethode berechnet.

Für die Quantifizierung des gesamten Turtmantals wurden bei den gemessenen Profilen geomorphologische Oberflächencharakteristiken, wie etwa Hangneigung, Exposition, Krümmung und Distanz zur sichtbaren Felsoberfläche, mit der Felstiefe korreliert und statistisch untersucht. Dies führte zu keinen aussagekräftigen Ergebnissen. Aus diesem Grund wurden für die Extrapolierung der Sedimenttiefen im Turtmantal einfachere Methoden gewählt. Die durchschnittlichen Sedimenttiefen der verschiedenen Sedimentklassen im Hungerlitaelli wurden als repräsentative Werte für die anderen Hängetäler im Turtmantal angenommen. Außerdem verwendete er zur Bestimmung der Tiefe im Bereich des Haupttrogtals, in das die Seitentäler münden, und die des Gletschervorfeldes den von JABOYEDOFF et al. (2004) entwickelten Algorithmus des Sloping Local Base Level (SLBL). Dieser ist brauchbar für das Detektieren der Grenze zu Festgestein, wenn die Eindringtiefe der verwendeten geophysikalischen Methoden zu niedrig ist. Der SLBL-Ansatz ist ein iteratives Verfahren, der in

diesem Fall eine DTM Grid Oberfläche bis auf eine geneigte lokale Erosionsbasis vertieft. Vereinfacht gesagt, wird die Höhe eines Punktes mit seinen Nachbarpunkten verglichen, liegt nun die Höhe des zentralen Punktes oberhalb des durchschnittlichen Wertes der Nachbarpunkte, wird diese auf den Durchschnittswert reduziert. Diese Schritte werden solange durchgeführt, bis die Oberfläche zwischen zwei Iterationen unverändert bleibt. Für eine detaillierte Beschreibung sei an dieser Stelle auf die Arbeiten von OTTO (2006) bzw. JABOYEDOFF et al. (2004) verwiesen, da dieses Verfahren für die vorliegende Arbeit aufgrund der ausreichenden Eindringtiefe und den geomorphologischen Gegebenheiten nicht verwendet wurde.

Zu Vergleichszwecken mit den Ergebnissen des Autors sind anschließend noch die Messergebnisse der GPR- und Seismik Untersuchungen aus der Arbeit von OTTO (2006) angeführt. Auch wenn die Ergebnisse seiner geoelektrischen Untersuchungen hier nicht angeführt sind, ist die gute Übereinstimmung mit anderen Methoden erwähnenswert.

Profile	Landform	Length (m)	Geophone Spacing (m)	No. Of Layers	Layer 1		Layer 2		Layer 3 V _p (m/s)	Bedrock reached ?
					V _p (m/s)	Depth mean (m)	V _p (m/s)	Depth mean (m)		
SR04_1	Blockslope	69	3	3	200 - 560	2,1	650	12,9	3900	yes
SR04_2	Talus slope	69	3	3	350 - 600	4,2	800	7	2900	yes
SR04_3	Blockslope	92	4	3	300 - 620	2,3	840	12	3900	yes
SR04_4	Moraine deposit	92	4	2	320 - 700	2,8	800			no
SR04_5_r	Rockglacier	92	4	3	350 - 1000	4,5	1500 - 2000	14,4	4000	no(PF)
SR04_5_l	Rockglacier	92	4	2	450 - 800	5,2	3500			no(PF)
SR04_6o	Talus cone	92	4	3	330 - 620	4,7	600 - 1500	27	3500	yes
SR04_6u	Talus cone	92	4	2	670 - 1100	7,2	3000			no(PF?)
SR04_6q	Talus cone	69	3	2	250 - 520	5,5	3000			no(PF?)
SR04_7	Talus cone	92	4	3	400 - 550	4,3	900 - 2000	11,8	3000	possible
SR04_7q	Talus cone	92	4	3	350 - 450	3,8	1200	12,2	3500	possible
SR04_9	Moraine deposit	92	4	2	350 - 750	16,7	3250			yes
SR05_1	Talus slope	92	4	3	450 - 1000	3,2	1500	10,5	4000	partially(PF)
SR05_2	Talus cone	92	4	3	330 - 500	4,4	1250 - 1500	14,3	3500	yes
SR05_3	Talus cone	92	4	2	500 - 700	6	2000			no
SR05_4	Talus cone	92	4	2	400 - 1400	6,4	3500			yes
SR05_5	Moraine deposit	92	4	2	530 - 2000	3,8	3500			yes
SR05_6	Talus slope/Rockglac	92	4	2	850 - 1000	4,9	4000			no(PF)
SR05_7	Blockslope	92	4	3	350 - 550	2,9	800 - 1200	13,1	3000	yes
SR05_8	Talus slope/Rockglac	92	4	3	375 - 550	11,8	800	11,4	4500	partially(PF)
SR05_9	Rockglacier	80	4	2	450 - 600	4,9	4000			no(PF)
SR05_10	Blockslope	92	4	2	400 - 550	8,3	3500			yes
SR05_11	Moraine deposit	69	3	3	300 - 400	1,8	1200		3000	yes
SR05_12	Blockslope/Rockglaci	92	4	3	350 - 600	2,9	800 - 850	5,8	4000	partially(PF)
SR05_13	Blockslope/Rockglaci	92	4	2	400 - 1200	4,6	4000			partially(PF)
SR05_14	Blockslope	92	4	3	350 - 700	6,1	1000 - 1200	13,6	3500	yes
SR05_15	Moraine deposit	120	5	3	350	2,1	800	26,2	3500	yes

Tabelle 1: Ergebnisse der Seismik-Untersuchungen im Hungerlitaelli von OTTO (2006). Hier sind die P-Wellen Geschwindigkeit (v_p) der detektierten geologischen Schichten (Layer 1 - Layer 3) pro Messprofil aufgelistet. Des Weiteren ist angeführt, ob die Felsoberfläche detektiert wurde, die Landschaftsform, und ob Permafrost (PF) vorgekommen ist.

Profile	Landform type	Profile length (m)	Marker Spacing (m)	Antenna frequency (MHz)	Radar wave velocity (m/ns)	Max. wave penetration (m)	Bedrock reached	Bedrock depth, range (m)	Bedrock depth, mean (m)
GPR04_1	Talus cone/ rock galcier	290	1	25	0,14	40	yes	8,2 - 29,5	22,0
GPR04_2	Talus cone	180	1	25	0,14	50	partially	6,8 - 13,9	11,1
GPR04_3	Moraine deposit	200	1	25	0,1	38	yes	13,5 - 25,6	19,8
GPR04_4	Block slope/ Moraine deposit	280	1	25	0,14/0,1	30	yes	9,5 - 19,5	13,6
GPR04_5	Moraine deposit	235	1	25	0,1	38	partially	4,5 - 7,7	6,0
GPR04_6	Moraine deposit	220	1	25	0,1	34	yes	1,5 - 31,3	16,1

Tabelle 2: Ergebnisse der GPR-Untersuchungen im Hungerlitaelli von OTTO (2006). Hier sind die Radarwellengeschwindigkeit, die verwendete Antennenfrequenz sowie die Landschaftsform der einzelnen Messprofile angeführt, ebenso die Detektierung der Felsoberfläche und die entsprechende durchschnittlichen Tiefe.

Im Zuge seiner Forschungsarbeit untersuchte SASS (2007) Schuttkörpermächtigkeiten in acht verschiedenen Gebieten im nordöstlichen Teil der Alpen in Österreich, Deutschland und der Schweiz unter der Verwendung von drei verschiedenen geophysikalischen Methoden, Georadar (GPR), Refraktionsseismik und 2D - Geoelektrik. Dabei waren mehr als 30 Schuttkörper von Interesse. Den Schwerpunkt der Untersuchungen bildeten die Georadar Messungen, die anderen beiden Methoden Refraktionsseismik und Geoelektrik sollten die Redundanz zur Überprüfung der Ergebnisse bilden. Bei den GPR-Messungen an eher steileren lockeren Schuttkörpern konnten Geschwindigkeiten von 0,11 - 0,14 m/ns beobachtet werden, je nach Anteil von Luft und Feinmaterial. In bewachsenen kompakteren Schuttkörpern waren es Geschwindigkeiten von 0,10 - 0,11 m/ns. Außerdem ergaben die Untersuchungen, dass der Übergang von Sediment zu Festgestein nicht immer klar zu erkennen ist, falls die dielektrischen Leitfähigkeiten von Sediment und Fels ähnlich sind. Interne Sedimentstrukturen können oft stärkere Reflexionen verursachen als die Grenze zum Festgestein.

Substrate	Radar velocity [m/ns]	Resistivity [Ω m]	Seismic velocity [m/s]
Loose debris	0,11 - 0,14	1000 -> 20.000	400 - 550
Compacted/wet debris	0,07 - 0,11	1000 - 15.000	700 - 1800
Till	0,09 - 0,10	500 - 3000	600 - 1050
Frozen sediments	----	> 25.000?	(2700)?
Limestone, dolostone	0,10	5000 - 10.000?	3500 - 6000
Gneiss	----	3000 - 7000	3000 - 4000

Tabelle 3: Ergebnisse von SASS (2007) der drei geophysikalischen Methoden: Georadar, Refraktionsseismik und Geoelektrik. Hier sind die Radarwellengeschwindigkeit vom Georadar, die P-Wellen Geschwindigkeit der Refraktionsseismik und der elektrische Widerstand der Geoelektrik der verschiedenen Untergrundklassen dargestellt.

Ein sehr gut untersuchtes Gebiet von HOFFMANN & SCHROTT (2002) in den nördlichen Kalkalpen ist das Reintal im Wettersteingebirge (Bayrische Alpen). Hier wurden sowohl Prozessraten, als auch Massenbilanzen und Speichervolumina ermittelt. Mit der geophysikalischen Methode Refraktionsseismik wurden 13 Profile gemessen und zu insgesamt sechs Querprofilen zusammengefasst. In Tabelle 4 sind die Messergebnisse der Profile, wie die Sedimentspeicherart, Profillänge, Auswertemethode, P-Wellen Geschwindigkeit des Festgesteins und die durchschnittliche Sedimentdicke der Untersuchung gelistet. Allerdings ist die Annahme, dass eine P-Wellen Geschwindigkeit eines Refraktors mit $v_p > 2500$ m/s auf Festgestein hindeutet, in Frage zu stellen. In vorliegender Arbeit, aber auch in anderen Untersuchungen, wäre diese Geschwindigkeit kein sicheres Zeichen für eine Detektion von Festgestein.

Profil No.	Storage type	Survey-distance [m]	Method	v_P [m/s]	Mean bedrock depth [m]
RS 12	Talus sheet	92	WFI	2850	18,5
RS 13	Talus sheet	92	WFI	2910	23,5
RS 17	Fluvial deposit	69	Intercept	3300	3 - 6
RS 18	Talus sheet	92	WFI	4350	7,0
RS 19	Alluvial fan	92	WFI	3550	11,0
RS 20	Talus sheet	92	WFI	5750	12,0
RS 26	Alluvial fan	92	WFI	2600	13,0
RS 30	Alluvial plain	92	WFI	3050	10,5
RS 31	Alluvial plain	92	WFI	2500	9,5
RS 40	Alluvial plain	92	WFI	2750	14,7
RS 50	Debris cone	92	WFI	2700	9,5
RS 62	Talus cone	69	NetRay	2700	10,0
RS 64	Avalanche deposit	69	WFI	3300	9,5

Tabelle 4: Zusammenfassung der Ergebnisse von HOFFMANN & SCHROTT (2002); die seismischen P-Wellen Geschwindigkeit bezieht sich auf den Refraktor, der auf Festgestein hindeutet (mit $v_p > 2500$ m/s), wobei diese Annahme in Frage zu stellen ist.

3 Untersuchungsgebiet

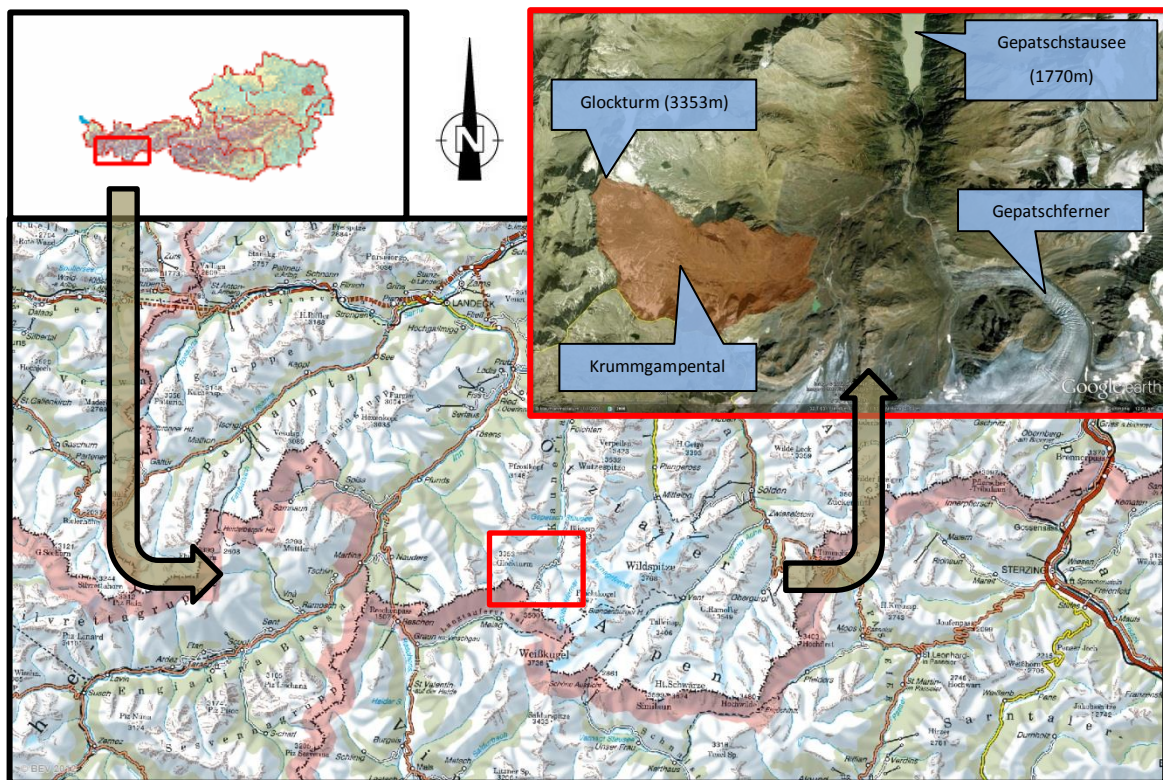


Abbildung 1: Geographische Übersichtskarte zur Lage des Krummgampentales

Das Krummgampental befindet sich im westlichen Teil der Ötztaler Alpen, einer Gebirgsgruppe in den zentralen Ostalpen, und liegt in Tirol an der Grenze zu Italien. Es ist ein von Osten nach Westen orientiertes, eher flach aufsteigendes Seitental, das in Form eines Hängetales in das Kaunertal mündet, und eine Fläche von 5,5 km² (2D)/ 6,4 km² (3D) umfasst. Es hat eine Länge von ca. 4,5 km und eine durchschnittlichen Breite von 1,5 km. Das Krummgampental befindet sich am Beginn, angrenzend an die Kaunertaler Gletscherstraße, in einer Höhenlage von 2400 m und steigt bis zu seiner höchsten Erhebung, dem Glockturm, auf 3353 m an.

Weitere Berggipfel im Süden sind der Arzkarkopf (3123 m), der Hennesiglspeitz (3141 m), das Weißseejoch (3044 m) und im Norden der Habicht (3092 m) und die Krummgampenspitzen (3110 m).

Im Krummgampental oder generell betrachtet im Kaunertal herrscht ein kontinentales inneralpines Gebirgsklima und aufgrund relativer Niederschlagsarmut gehört das Tal zu den

trockensten Bereichen des österreichischen Alpenraumes. Die Niederschlagsarmut resultiert aus der allseitigen Abschirmung gegenüber den zuströmenden Luftmassen. Das Krummgampental, an der Nordseite des Alpenhauptkamms gelegen, wird von diesem gegen die von Süden kommenden Luftmassen geschützt. Gegen die vom Atlantik strömenden Luftmassen ist das Krummgampental im Norden durch die Kalkalpen gut abgeschirmt. Die durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen liegen bei ca. 1500 mm. Ebenfalls charakteristisch sind starke jahres- und tageszeitliche Temperaturschwankungen, wobei die jährliche Durchschnittstemperatur bei ca. $-0,7^{\circ}\text{C}$ liegt, die an einer nahegelegenen meteorologischen Station (TIWAG Weißsee 2540 m.a.s.l.) gemessen wird.

3.1 Geomorphologischer Überblick

Bereits in der geologischen Zeitperiode der Trias ($\sim 250 - 200 \text{ Ma ybp}^1$) begannen die ersten Bildungsprozesse, die zur Entstehung der heutigen Alpen geführt haben. Zu dieser Zeit war das Gebiet der heutigen Alpen noch ein submarines Ablagerungsbecken in Form eines flachen tropischen Meeres.

In der Kreidezeit ($\sim 144 - 65 \text{ Ma ybp}$) fand die erste Hebung über den Meeresspiegel auf etwa 1000 m statt, ausgelöst durch die Kontinent – Kontinent Kollision von Afrika und Europa, wobei die afrikanische die europäische Platte subduziert. Die Hauptphase, die zur Ausbildung zum Hochgebirge führte, fand erst später im Tertiär statt. Auch heute heben sich die Alpen mit bis zu einem halben Millimeter pro Jahr (vgl. BÖGEL & SCHMIDT, 1976).

Das Krummgampental wurde stark durch einen Gletscher geprägt, von dem nur mehr Reste im oberen Teil des Tales an den schattigen nördlich ausgerichteten Hängen zu finden sind. Es besitzt einen annähernd u-förmigen Querschnitt, der dadurch entstanden ist, dass der Gletscher bei seiner Bewegung Gestein abtransportiert und den Untergrund abgeschliffen hat. Die vom Gletscher geformten Rundhöcker mit ihren schönen Gletscherschliffen sind im Krummgampental vor allem im mittleren Talbereich an der Oberfläche zu sehen. Auch in der postglazialen Phase wurde das Tal weiter geformt. Da ein Gletscher auch eine stabilisierende und stützende Wirkung hat, bildete er das Widerlager für die ihn umgebenden Felswände.

¹ ybp = years before present

Durch das Abschmelzen wurden enorme Massenbewegungen ausgelöst, die für die weitere Landschaftsentwicklung entscheidend waren (VAN HUSEN, 1981). An den nach Süden ausgerichteten Hängen sind hauptsächlich Schuttkörper in Form von Schuttkegeln zu finden, die ineinander übergehen. Das Nährgebiet der Schuttkörper bilden die darüber liegenden Felswände, von denen Gesteinsmaterial durch Felsstürze, Steinschlag und Lawinenabgänge abgetragen wird. An den nach Norden ausgerichteten Hängen sind aufgrund der Exposition und den dadurch geringeren Temperaturen einige typische Erscheinungsformen von alpinem Permafrost zu erkennen, wie etwa Blockgletscher oder freiliegende Eisfelder. Im oberen Bereich in Richtung Glockturm befindet sich ein Kar, das vorwiegend mit Gesteinsschutt aufgefüllt ist, der von einer Moräne aus der LIA¹ stammt. Im südwestlichen Abschnitt des Kars befinden sich Relikte des Krummgampenferners in Form von Eisfeldern, die teilweise durch Gesteinsschutt überdeckt sind. Der untere Talboden ist hauptsächlich durch glaziale Sedimente bedeckt, die einst Moränenmaterial des Gletschers bildeten und aus der Späteiszeit.

Der Festgesteinsuntergrund im Krummgampental gehört geologisch gesehen zum Gebirgskomplex der Öztaler und Stubai Alpen. Dieser Kristallinkomplex besteht hauptsächlich aus zwei Gesteinsgruppen, einerseits aus Glimmern und Schiefergneisen und andererseits aus Graniten und Hornblenden (siehe FRANK et al., 1987; HOINKES&THÖNI, 1993). Im Osten ist dieser Komplex durch die Brennerlinie begrenzt, im Norden reicht er bis an das Inntal und ist den nördlichen Kalkalpen aufgeschoben. Im Westen bildet er den Rahmen des Engadiner Fensters. Da penninische Gesteine im Osten wie im Westen unter der Kristallinmasse hervortreten, muss diese in ihrer ganzen Breite als Decke das Penninikum überfahren haben (siehe BÖGEL & SCHMIDT, 1976).

Im Zuge des ÖAW - Projektes „Permafrost in Austria“ unter der Leitung von Prof. Dr. Karl Krainer konnte 2010 die geomorphologische Kartierung des Krummgampentales fertiggestellt werden. Dabei wurden das gesamte Krummgampental, große Teile des benachbarten Riffaltales und der Bereich um den Weißsee kartiert. Insgesamt wurde eine Fläche von ca. 14 km² erfasst. Die Erstellung der geomorphologischen Karte (Abbildung 2) erfolgte neben den zahlreichen Feldbegehungen mit der Unterstützung und Einbeziehung von Orthofotos und Laserscanaufnahmen (tiris²/Tirol). Kartiert wurden Festgesteine des Öztal-Stubai-Kristallins wie etwa Orthogneise im Bereich Glockturm – Hennesigl Spitze und Paragneise und

¹ LIA (Little Ice Age) = kleine Eiszeit zwischen 1350-1850

² tiris = Tiroler Raumordnungs- Informationssystem

Glimmerschiefer mit mächtigen Einschaltungen von Amphibolit im Bereich der Krunggampenspitzen. Des Weiteren wurden verschiedene Lockersedimente in Form von Schuttkörpern, Moränen (der LIA und Pre-LIA), Moränenwälle, aktive und relikte Blockgletscher aufgenommen, aber auch periglaziale Erscheinungsformen wie Solifluktionsloben, sortierte Steinstreifen und Steinringe, Pflasterböden im Bereich zwischen dem Verborgenen See und Krunggampensee wurden eingezeichnet.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde die geomorphologische Übersichtskarte (siehe Abbildung 2) von Prof. Dr. Karl Krainer erweitert und eine genauere Abgrenzung der sichtbaren Felsoberfläche zu den einzelnen Sedimentspeichern, sowie auch die Grenzziehung zwischen den Sedimentspeichern vorgenommen. Unter der Verwendung der Software OASIS MONTAJ von Geosoft wurden auf dem georeferenzierten Orthofoto und der geomorphologischen Übersichtskarte die sichtbaren Grenzlinien markiert und eine neue Übersichtskarte erstellt (siehe Abbildung 3). Das Ergebnis waren georeferenzierte Polygone, die zur Erfassung der Flächengröße der einzelnen Sedimentspeicher und zur weiteren Bearbeitung im CAD-Programm Bricscad für die Modellierung der Felsoberfläche notwendig waren.

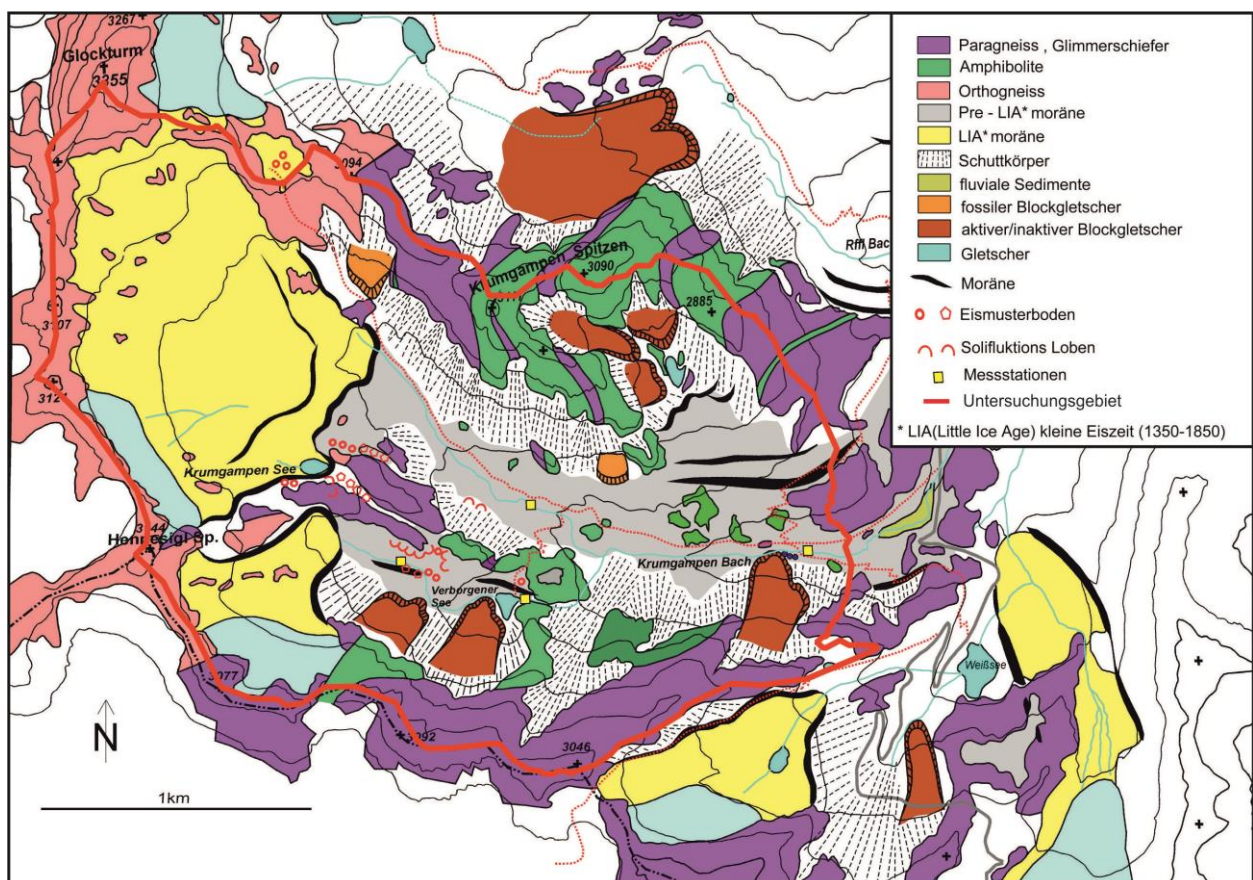


Abbildung 2: Geomorphologische Übersichtskarte des Krunggampentales (KRAINER 2010)

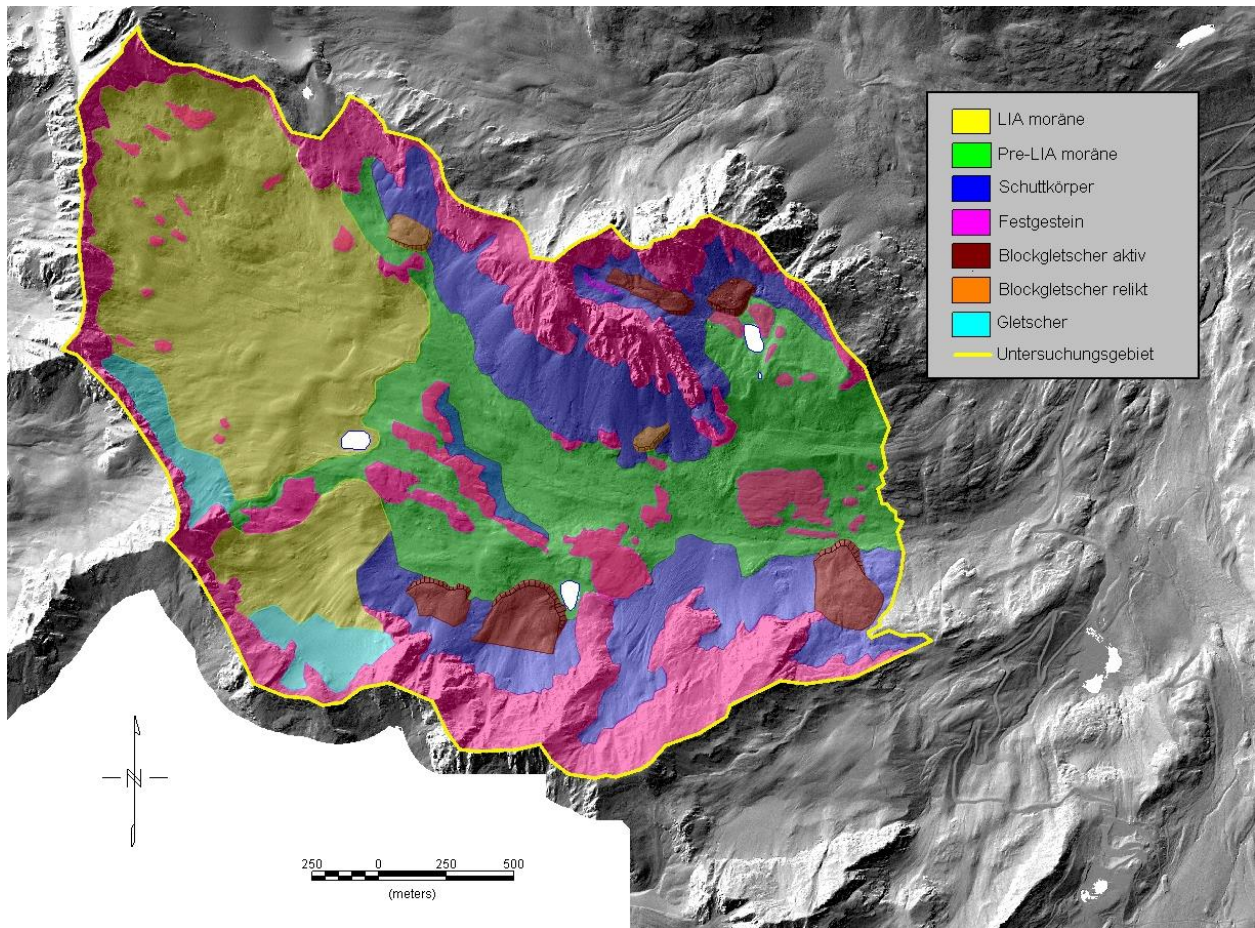


Abbildung 3: Abgrenzung der sichtbaren Felsoberfläche und der verschiedenen Sedimentspeicher mit Hilfe von georeferenzierten Polygonen, basierend auf der geomorphologischen Übersichtskarte von K. Krainer.

Diese Daten bilden auch die Grundlage für die Erstellung folgender Statistik über die flächenhafte Verteilung der verschiedenen Sedimentspeicherarten und der sichtbaren Felsoberfläche in Bezug auf die Gesamtfläche. Die Gesamtfläche des Krummgampentales beträgt ca. 5,5 km² (2D). Den größten Anteil bilden die Moränen, dabei entfallen 27 % auf die LIA-Moräne und 21 % auf die Pre-LIA Moräne. Die Schuttkörper nehmen 17 % der Gesamtfläche ein, das Festgestein 28 %, die Blockgletscher rund 4 % und die restlichen 3 % entsprechen Gletscher und Gewässer (siehe Abbildung 4).

Im Zuge der Volumenberechnung wurde auch die 3D-Fläche ermittelt, die, wie bereits zu Beginn von Kapitel 3 erwähnt, eine Größe von 6,4 km² ausmacht. Auf die Verteilung der verschiedenen Untergrundklassen hat dies nur eine geringfügige Auswirkung (max. 1 %) und ist deswegen nicht extra abgebildet worden.

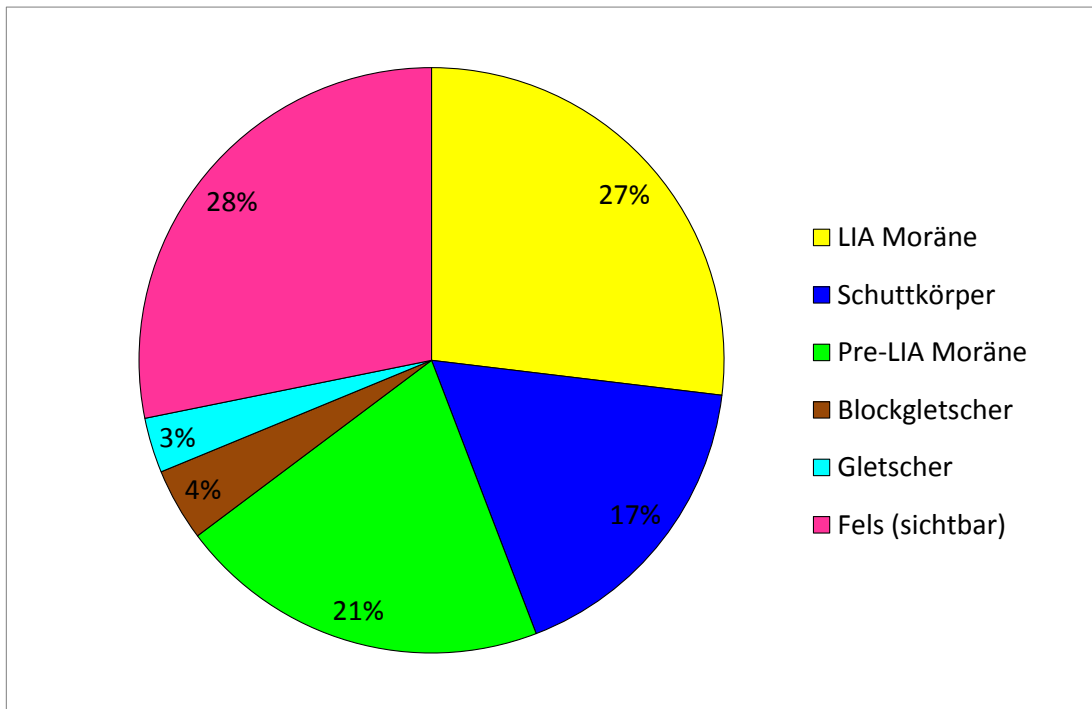


Abbildung 4: Diagramm über die flächenhafte Verteilung der verschiedenen Sedimentklassen im Krummgampental inklusive Gletscher und sichtbarem Festgestein (Gesamtfläche 5,5 km²/2D)

3.2 Alpine Sedimentspeicher

Im Allgemeinen können Sedimentspeicher wichtige Wasserspeicher und Nährböden für Vegetation sein. Demgegenüber stehen die Gefahren, wie Murenabgänge, Hangrutschungen, usw., die von ihnen ausgehen können, oder auch z. B. die Sedimentation von Staubecken. In Anbetracht des globalen Klimawandels und dessen Folgen sind vor allem alpine Sedimentspeicher stark betroffen. Klimaänderungen haben großen Einfluss auf die Akkumulation, den Transport und das Gefüge von Sedimentspeichern. Vor allem die dicht besiedelten Hochgebirgsregionen gilt es vor solchen potenziellen Naturgefahren zu schützen. Im Kapitel 3.1 wurde bereits auf die verschiedenen Sedimentspeicher im Krummgampental hingewiesen. Sie bilden eine der Grundlagen für die Berechnungen der vorliegenden Arbeit und sollen in den folgenden Kapiteln näher beschrieben werden.

3.2.1 Schuttkörper (Talus)

Schuttkörper, auch Talus genannt, entstehen an Berghängen durch Akkumulation¹ von Lockermaterial unterschiedlicher Korngröße am Fuß von steilen Felswänden und bilden einen wichtigen Bestandteil der Landschaftsformung in hochalpinen Regionen. Die Ablagerung der Gesteinsmassen erfolgt durch Felsstürze oberhalb des Schuttkörpers, ausgelöst durch Verwitterung, und je nach Beschaffenheit und Korngröße entsteht eine Hangneigung zwischen 25 und 45 Grad.

Schuttkörper sind bei uns in Mitteleuropa häufiger in Hochgebirgsregionen (d.h. in Höhenlagen ab ca. 1500 m) mit extremen klimatischen Bedingungen zu finden, wo mechanische Verwitterungsprozesse wie z. B. Frostsprengung besonders begünstigt sind. Die Formen der Schuttkörper sind vor allem durch die tektonische Entwicklung geprägt, welche die Strukturen und Wege einer Felswandzerlegung vorgibt.

Eine gleichmäßige Förderung in einer meist durch Steinschlagrinnen gegliederten Wand mit punktueller Speisung lässt Schuttkegel (siehe Abbildung 5) entstehen, wohingegen eine flächenhafte Förderung über eine Kante Schutthalden bildet. Gut beobachtbar ist die Zunahme

¹ Akkumulation = „Ansammlung“, „Anhäufung“

der durchschnittlichen Korngröße mit der Entfernung von der Quelle zum Auslauf, zum einen bedingt durch die höhere potentielle Energie von größeren Bruchstücken, zum anderen durch den siebenden Effekt, der auf feineres Material wirkt (LOREK, 2004).



Abbildung 5: Beispiel von Schuttkegeln mit Exposition nach Süden im Krummgampental (Foto: Eipeldauer Stefan; Oktober 2009)

3.2.2 Moränen

Gletscher transportieren Gesteinsschutt unterschiedlicher Größe mit sich und lagern diesen Schutt beim Abtauen unsortiert ab. „Eine mächtigere Ansammlung von steinigem, sandigem und tonigem Material, das durch das Eis eines Gletschers verfrachtet oder als Geschiebelehm abgelagert wurde, nennt man Moräne“ (PRESS & SIEVER, 1995). Aus der Position des Gesteinsschuttes zum Gletscher und der Ablagerungsart werden unterschiedliche Arten von Moränen klassifiziert.

Die Endmoräne stellt dabei eine der wichtigsten Arten von Moränen dar. Der Abtransport von Sedimenten durch den Gletscher und die Ablagerung an der Gletscherstirn tragen zu ihrem Entstehen bei, damit stellt die Endmoräne einen Indikator für den weitesten Vorstoß eines Gletschers dar.

Die Seitenmoräne ist ein in das Eis eingebetteter Streifen aus Sedimenten entlang der Talseiten. Die Sedimente werden einerseits durch die erodierende Wirkung des Gletschers am Gestein gelöst, andererseits nähren auch Schutt von den seitlich angrenzenden Berghängen, ausgelöst durch Frostsprengung oder andere Verwitterungsarten, die Seitenmoräne. Beim Zusammenfluss zweier Gletscher verbinden sich die jeweiligen Seitenmoränen zu einer sogenannten Mittelmoräne in der Mitte des Gletscherstromes unterhalb des Zusammenflusses.

Das Gesteinsmaterial, das inner- und unterhalb des Gletschers transportiert und auch darunter abgelagert wird, nennt man Grundmoräne. Der nach dem Abschmelzen zum Vorschein kommende sogenannte Geschiebemergel weist an der Oberfläche eine meist flachwellige bis stark hügelige Formen auf. Weitere Unterformen von Grundmoränen sind Drumlins (große stromlinienförmige Hügel, deren Längsachsen parallel zur Eisbewegung laufen), Esker oder Oser (lange, schmale, gewundene Rücken aus Sand und Kies und ebenfalls parallel zur Eisbewegung verlaufend) und Kames (Wälle oder flache Hügel, die in der Nähe des Eises abgelagert wurden) (PRESS & SIEVER, 1995).



Abbildung 6: LIA-Moräne (Seehöhe ca. 2900m) im oberen Krummgampental mit Blick in Richtung oberen Gletscher, unterhalb vom Arzkarkopf (Foto: Eipeldauer Stefan; Oktober 2009).

3.2.3 Blockgletscher

Die Blockgletscher können allgemein als eine Mischung aus Eis oder Eislinsen und Schutt betrachtet werden. Ihr Eis kommt generell nicht zum Vorschein und befindet sich unter einem nicht gefrorenen Schuttmantel, weshalb sie für einen Laien oft nicht leicht erkennbar sind. Insbesondere in den Zentralalpen bilden sie eine häufig verbreitete Landschaftsform und sind wichtige Indikatoren für die Verteilung von alpinem Permafrost.

Eine Einteilung der Blockgletscher wird vorgenommen, je nach Eisgehalt und Bewegungsrate, in ein aktives, inaktives oder reliktes Stadium:

Der aktive Blockgletscher ist nach BARSCH (1996) ein lappen- oder zungenförmiger Körper aus gefrorenem Lockermaterial, Eislinsen und größeren Eiskörpern, überlagert von einem ungefrorenen Schuttmantel, der sich langsam hangabwärts bewegt. Die Stirn eines aktiven Blockgletschers weist eine steile Neigung ($> 35^\circ$) mit frischem Gesteinsmaterial und wenig bis gar keine Vegetation auf. Inaktive Blockgletscher dagegen bewegen sich nicht mehr, enthalten noch Eis oder Eislinsen und besitzen eine eher flache Stirn. Blockgletscher, deren Eis entweder durch die Klimaerwärmung oder durch die Bewegung in eine Permafrost freie Zone abschmilzt, hinterlassen eine Schuttablagerung, die als relikte Blockgletscher bezeichnet wird. Von der Form her zeigen sie eine zusammengefallene Struktur infolge des geschmolzenen Eises, die schon mit Vegetation bewachsen sein kann.



Abbildung 7: Blockgletscher am Eingang des Krummgampentales (Seehöhe ca. 2450m am Fuße des Blockgletschers) (Foto: Hausmann Helmut; Juli 2009)

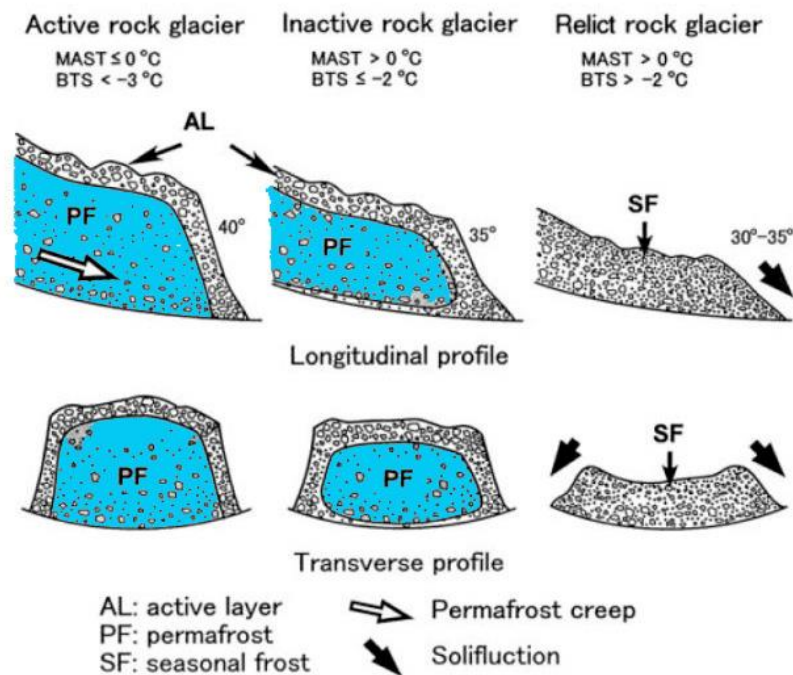


Abbildung 8: Schematische Darstellung der verschiedenen Stadien eines Blockgletschers. Weitere Begriffe in dieser Abbildung: BTS^1 und $MAST^2$, Abbildung von IKEDA & MATSUOKA (2002)

¹ BTS-Messungen: Gemessen wird die Temperatur an der Basis der winterlichen Schneedecke

² MAST: Mean Annual Surface Temperatur

Blockgletscher	Region	v_{p1}	v_{p2}	Imp.	Referenz
Macun 1	Graubünden	800 m/s	~3400 m/s	H	-1968
Murtèl I	Engadin	550 m/s	2900 m/s	H	Barsch 1973
		900 m/s	3330 m/s	H	Barsch 1973
Muragl	Engadin	590 m/s	3200 m/s	H	Barsch 1973
		~1250 m/s	2600-4040 m/s	S	Vonder Mühl 1993
		- m/s	~3500 m/s	S	Musil & Maurer 1999
Gruben	Wallis	500 m/s	3105 m/s	H	Haeberli 1985
		700 m/s	3905 m/s	H	Haeberli 1985
		725 m/s	3375 m/s	H	Haeberli 1985
Hochebenkar, äuß.	Ötztaler Alpen	425 m/s	3630 m/s	H	Haeberli & Patzelt 1982
		600 m/s	3145 m/s	H	Haeberli & Patzelt 1982
		700 m/s	2560 m/s	H	Haeberli & Patzelt 1982
Lingten	Khumba Nepal	500 m/s	3330 m/s	H	-
Nuptse	Khumba Nepal	804 m/s	3000 m/s	H	Jakob 1992
Dugla	Khumba Nepal	510 m/s	2750 m/s	H	Jakob 1992
Galena Creek	Rocky Mt.	240 m/s	2440 m/s	H	Potter 1972, Barsch 1987
		340 m/s	3350 m/s	H	Potter 1972, Barsch 1987
Dösener	Reißeckgruppe	375 m/s	3750 m/s	S	Schmöller & Fruhwirth 1996
Ralftal	Schobergruppe	450 m/s	2910 m/s	H	Buchenauer 1990
		380 m/s	3225 m/s	H	Buchenauer 1990
Kaiserbergtal	Ötztaler Alpen	1160 m/s	3950 m/s	DS	Brückl et al. 2002
Ölgrube	Ötztaler Alpen	675 m/s	3720 m/s	DS	Brückl et al. 2003
Reichenkar, inneres	Stubai Alpen	1250 m/s	3300 m/s	DS	Brückl et al. 2004

Tabelle 5: P-Wellen Geschwindigkeit aktiver Blockgletscher mit v_{p1} für den Blockmantel und v_{p2} für den Permafrostkörper. Die Impulsarten (Imp.): Hammerschlagseismik (H), Sprengstoff (S) und detonierte Sprengschnur (DS), erweiterte Tabelle von BARSCH(1996) durch HAUSMANN (2005)

3.3 Permafrost

Der Begriff Permafrost ist definiert als Untergrundmaterial, das während einer Dauer von mindestens einem Jahr eine Temperatur unter 0° C aufweist (HAEBERLI & KING, 1987; KELLER, 1994; WASHBURN, 1979). Gletscher sind eine eigene Erscheinung und zählen per Definition nicht zu Permafrost.

Global gesehen treten zwei Arten von Permafrost auf. Der nur in zirkumpolaren Gebieten vorkommende „subarktische“ Permafrost und der meist in unseren Breiten anzutreffende „alpine“ Permafrost. Die Verbreitung auf der Erdoberfläche von alpinem Permafrost ist im Vergleich zum subarktischen nur sehr gering. Im Untersuchungsgebiet des Autors handelt es sich ausschließlich um alpinen Permafrost, dessen Indikatoren an der Oberfläche etwa Blockgletscher, Permafrost in Lockersedimenten und Spaltenfrost zu erkennen sind. Prinzipiell ist alpiner Permafrost erst ab der Waldgrenze zu finden, kann aber vereinzelt aufgrund verschiedener Einflussfaktoren auch darunter liegen. So ist die Bodentemperatur nicht nur vom Faktor Lufttemperatur abhängig, sondern auch von der direkten Sonneneinstrahlung oder der isolierenden Wirkung einer Schneedecke. Wie stark die Strahlung auf den Boden wirkt, hängt hauptsächlich mit der Exposition und der Neigung zusammen. In der horizontalen Verteilung wird bei Permafrost zwischen drei Arten unterschieden; die kontinuierliche Verteilung, bei der nahezu die gesamte Region des Bodens zu mehr als 90 Prozent dauergefroren ist; der diskontinuierliche Permafrost (= probable), der zwischen 50 und 90 Prozent der Fläche einnimmt; und die sporadische (= possible) Verteilung, deren Permafrostanteil weniger als 50 Prozent einer Region ausmacht.

Vertikal betrachtet, liegt Permafrost im Allgemeinen unter einer oft mehrerer Meter mächtigen sogenannten Auftauschicht (active layer), die jenen Bereich angibt, der wegen der saisonalen Temperaturschwankungen im Sommer auftaut und im Winter friert. In Abbildung 9 ist ein vertikales Profil eines Permafrostbodens schematisch dargestellt. Ein entscheidender Einflussfaktor für die Mächtigkeit dieser Auftauschicht ist auch der Zeitpunkt des ersten großen Schneefalls im Winter und die entsprechende Schneemenge. Setzt der erste große Schneefall bereits im Frühherbst ein, isoliert die Schneedecke den Permafrostboden gegenüber der Winterkälte ab und speichert die Wärme im Boden (NÖTZLI & GRUBER, 2005).

Typische Indikatoren für die Existenz von Permafrost sind Blockgletscher oder Schneefelder, die auch über den Sommer liegen bleiben. Allerdings kommt Permafrost auch ohne diese klassischen Erscheinungsformen vor und kann dann über die Temperatur (GST¹ – Messungen), geophysikalische Messungen oder direkt über Bohrlöcher detektiert werden. Zur Detektion von Permafrost kann z. B. die Bodentemperatur (= GST), die an der Basis der winterlichen Schneedecke (= BTS) gemessen wird, betrachtet werden, was erstmals von HAEBERLI (1975) vorgestellt wurde. Das Prinzip dieser Methode beruht auf der Erkenntnis, dass unterhalb einer ausreichend mächtigen Schneedecke (> 80 cm) die Bodentemperatur nicht mehr von kurzfristigen Temperaturänderungen an der Oberfläche beeinflusst wird, sondern nur vom Wärmefluss im Untergrund abhängt. Dadurch werden bei ganzjährig gefrorenen Böden, die auf Permafrost hinweisen können, viel niedrigere Werte als etwa bei ungefrorenen Böden gemessen. Werte die unter -3° C liegen, deuten auf Permafrost hin, der Bereich zwischen -3° C und -2° C lässt nur eine unsichere Aussage bzgl. Permafrost zu und Werte über -2° C indizieren keinen Permafrost. Es werden nur Temperaturaufzeichnungen von jenem Zeitraum herangezogen, ab dem die Schneedecke eine Mächtigkeit größer als 80 cm erreicht hat, und der Beginn des sogenannten Zero Curtain Effektes einsetzt. Die Schneeschmelze führt zu immer mehr Sickerwasser und dadurch zu einer Erhöhung der GST. Die Phase, in der die GST 0° C erreicht, und diese bis zur kompletten Schneeschmelze anhält, wird Zero Curtain Effekt genannt; er beschreibt sozusagen das Ende der isolierenden Wirkung der Schneedecke.

¹ GST = Ground Surface Temperature

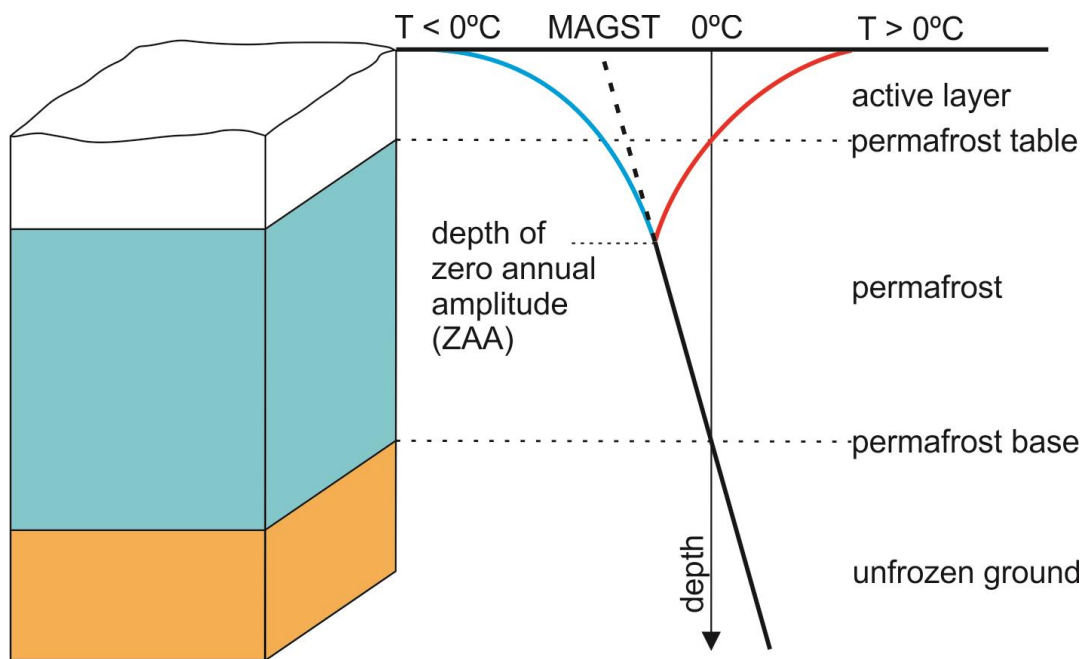


Abbildung 9: Schematische Darstellung eines klassischen Temperaturprofils in einer Permafrostregion; MAGST (mean annual ground surface); ZAA (zero annual amplitude); active layer (Auftauschicht). Diese Abbildung ist dem Bericht von NÖTZLI & GRUBER (2005) entnommen.

3.4 Bisherige Untersuchungen und Daten

Im Zuge des ÖAW - Projektes „Permafrost in Austria“ unter der Leitung von Prof. Dr. Karl Krainer sind einige Untersuchungen im Krummgampental getätigt worden. Hier sei vor allem die geologische Kartierung von Karl Krainer erwähnt und die im Jahr 2010 fertiggestellte geomorphologische Karte (siehe Abbildung 2 auf Seite 20), die eine wichtige Grundlage für die Diplomarbeit des Autors darstellt. Die hydrologischen Untersuchungen, wie etwa Abflussmessungen anhand von mehreren Pegelmessstellen im Krummgampental, und die daraus gewonnene Wasseranalysen sind ebenfalls von Karl Krainer durchgeführt worden (KRAINER, et al., 2009).

Während seiner eigenen Forschungsarbeiten, vor allem zum Thema Modellierung hydrologischer und dynamischer Prozesse im hochalpinen Permafrost, war es vor allem Helmut Hausmann, der maßgebend für die Durchführung und Koordinierung der geophysikalischen Erkundungen mittels Georadar und Hammerschlagseismik im Krummgampental verantwortlich gewesen ist. Seine Methoden und Ergebnisse sind wesentliche Basis für die vorliegende und andere Arbeiten. Zusätzlich zu den geophysikalischen Untersuchungen wurden auch zahlreiche Temperaturlaufzeichnungen an der Basis der winterlichen Schneedecke (= BTS) mittels 27 Temperaturlogger im Krummgampental während der Winter 2007 - 2011 zur Permafrost Detektion von Hausmann selbst durchgeführt (siehe Tabelle 6 auf Seite 34). Mit Hilfe dieser Daten wurde bereits eine räumliche Verteilung des Permafrostvorkommens im Krummgampental kartiert, sowie auch die Grenzfläche zum Festgestein bestimmt, ein Sedimentvolumen berechnet und im ÖAW-Bericht (2013) veröffentlicht.

Nr.	Lage			Landschaftsform	Hangneigung [°]	Exposition [°]	direkte Sonnenein- strahlung [W/m²]	max. Geschw. Gradient [s ⁻¹]	median wGST unten/mitte/oben	Permafrost Art
	X [m]	Y [m]	H [m]							
2	27024	192908	2684	Festgestein	3	89	361285	350		-
4	26377	193538	2808	Festgestein	3	114	419685	400		-
5	27834	192866	2510	Schuttkörper	21	6	281505	190	-4.4 / -2.8 / -1.4	b
7	27201	193434	2724	Schuttkörper	31	179	531899	185	-6.2 / -4.1 / -0.8	b
8	27687	192783	2549	Schuttkörper	33	355	235582	170	-6.1 / -2.8 / -	b
9	26758	193629	2769	Schuttkörper	31	205	510787	290		b
10	27559	192821	2561	Schuttkörper	20	2	304971	30	-5.5 / -0.2 / -0.5	c
11	26945	193536	2758	Schuttkörper	30	199	526420	220		b
31	27362	192884	2557	Schuttkörper	13	26	357383	80	-0.4 / -0.8 / -2.6	c
32	27277	192680	2650	Schuttkörper	27	26	231986	50	-0.4 / -0.8 / -2.6	c
15	26756	192636	2709	Blockgletscher	21	17	330043	250	- / -1.3 / -3.8	a
16	26818	192803	2693	Blockgletscher	4	24	448756	240	- / -1.3 / -	c
17	26843	192717	2696	Blockgletscher	3	21	391081	265	-2.2 / -6.1 / -3.8	a
18	28000	192906	2503	Blockgletscher	20	6	276580	110	-3.6 / - / -2.1	b
19	27957	192886	2517	Blockgletscher	27	6	264566	140		c
21	26539	192713	2777	Blockgletscher	24	31	335156	300	- / -3.3 / -	a
22	26135	193759	2839	LIA-Moräne	7	101	446529	210	- / -1.1 / -	c
23	25844	193323	2884	LIA-Moräne	7	92	406636	150	- / -1.9 / -	b
25	25788	193691	2874	LIA-Moräne	0	103	444209	200	- / -1.3 / -	c
26	26146	192786	2863	LIA-Moräne	2	14	392566	345	- / -4.8 / -0.9	a
28	26984	193258	2641	Pre-LIA Moräne	9	107	495611	390	- / - / 0.0	c
29	26670	193376	2706	Pre-LIA Moräne	6	103	468727	155		c
30	26845	193170	2654	Pre-LIA Moräne	2	18	437355	360	- / -0.2 / -	c

Tabelle 6: Einteilung in drei verschiedene Permafrostarten im Krummgampental: (a) probable Permafrost, (b) possible Permafrost, (c) kein Permafrost interpretiert über wGST-Messungen, Seismik (Gradient), Exposition und Hangneigung (adaptierte Tabelle mit den Daten von Hausmann (2013)).

ROGGER et al. (2014) verwendete sowohl die geophysikalischen Daten als auch die hydrologischen Messungen für die Berechnungen im Artikel (ROGGER, et al., 2014), in dem die Auswirkungen einer Klimaerwärmung auf das hydrologische Regime, wie dem Abflussverhalten und dem unterirdischen Fließweg im Einzugsgebiet Krummgampental mit alpinem Permafrostvorkommen untersucht wurde. Dies wurde für die fünf verschiedenen Sedimentspeicherarten LIA-Moräne, Pre-LIA-Moräne, Schuttkörper, (aktive und inaktive) Blockgletscher sowie fossile Blockgletscher mit und ohne Permafrostvorkommen angenommen. Für das gesamte Einzugsgebiet wurde ein hydrologisches Modell zur Simulation des Abflussverhaltens für die momentane Situation, aber auch für zukünftige Szenarien (ohne Permafrostvorkommen), erstellt. Die Simulationen zeigten, dass sich bei einem kompletten Abschmelzen des Permafrosteises die Speicherkapazität des Krummgampentales erhöhen würde, was wiederum die Wasserabflussspitzen bis zu 20 % reduziert, und den Abfluss während der zurückweichenden Ablaufkurve um 14 % erhöht.

Eine weitere Arbeit, die auf den seismischen Daten sowie den Temperaturlaufzeichnungen im Krummgampental basiert, ist die laufende Diplomarbeit von Robert Illnar „Seismische Kartierung von alpinem Permafrost im Lockergestein“. In ihr wird untersucht, ob eine Klassifizierung von Permafrost anhand einer 1D - Tauchwellentomographie bzw. 2D - Refraktionstomographie möglich ist oder nicht.

4 Methodik

4.1 Seismik

Die seismische Erkundung des Untergrundes stützt sich auf die physikalischen Gesetze, denen die Fortpflanzung elastischer Wellen im Erdinneren unterliegt. Diese elastischen Wellen können auf verschiedene Arten erzeugt werden.

Die Anregungen können aktiv stattfinden, bei denen der Zeitpunkt der Erschütterung selbst gewählt werden kann, oder passiv durch natürliche Ereignisse, bei denen der Zeitpunkt nicht genau vorhersagbar ist. Die aktive Erzeugung eines Impulses im alpinen Gelände erfolgt zum Beispiel über einen Hammerschlag (Hammerschlagseismik) oder über eine Sprengung. Die seismischen Wellen breiten sich im Untergrund aus und verursachen dabei elastische Deformationen im nm - µm Bereich. Die Wellenausbreitung gehorcht dabei der elastischen Wellengleichung (ohne Dämpfungsterm) (REYNOLDS, 1997).

$$\operatorname{div} * \operatorname{grad}(p) = \Delta p = \frac{1}{c^2} \left(\frac{d^2}{dt^2} p \right) \quad (1)$$

Grundsätzlich wird zwischen zwei Raumwellentypen unterschieden, den Kompressionswellen, auch Primärwellen (kurz P-Wellen) genannt, und den Scherwellen, auch Sekundärwellen (kurz S-Wellen), und Oberflächenwellen, die sich entlang der Erdoberfläche (Oberflächenwellen) ausbreiten. Während die P-Wellen in Ausbreitungsrichtung schwingen, pflanzen sich S-Wellen Schwingungen normal zur Ausbreitungsrichtung fort.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit von elastischen Wellen ist abhängig von der Dichte ρ und den elastischen Eigenschaften des Ausbreitungsmediums und lässt sich mit folgender Formel berechnen:

$$v_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

v_p ... Ausbreitungsgeschw. der P – Wellen

v_s ... Ausbreitungsgeschw. der S – Wellen

K ... Kompressionsmodul

μ ... Schermodul

ρ ... Dichte

P-Wellen besitzen von den zuvor beschriebenen Wellentypen die höhere Ausbreitungsgeschwindigkeit und bilden die Ersteinsätze im Laufzeitdiagramm. Bei der Auswertung der seismischen Messungen in dieser Arbeit wurden ausschließlich die Ersteinsätze der P-Wellen betrachtet.

An Schichtgrenzen ändert sich die akustische Impedanz (= Produkt aus Wellengeschwindigkeit und Dichte), wobei die Amplitudenverteilung vom Einfallswinkel abhängt. Die Geschwindigkeit der seismischen Wellen hängt von den physikalischen Eigenschaften, wie der Dichte und elastischer Parameter des Materials, in dem sie sich ausbreiten ab. Aufgrund dessen geben die wieder auftauchenden Wellen Aufschluss über den strukturellen Aufbau des Untergrundes. Geophone, die an der Oberfläche in einer bestimmten Geometrie ausgelegt sind, registrieren diese wieder auftauchenden Wellen, und wandeln Bodenbewegungen in ein elektrisches Signal um. Um ein detailliertes Untergrundmodell erstellen zu können, müssen die Laufzeiten der seismischen Wellen sehr genau bestimmt werden.

Tabelle 7 zeigt typische Bereiche der P-Wellengeschwindigkeit von verschiedenen Festgesteinen, Sedimenten und Permafrost. Ergänzend dazu muss erwähnt werden, dass beim Festgestein der Verwitterungsgrad eine starke Auswirkung auf die Geschwindigkeit hat, wodurch die unteren Grenzen, die in der Tabelle angeführt sind, noch langsamere Geschwindigkeiten aufweisen können. Innerhalb von Lockersedimenten können sich die Ausbreitungsgeschwindigkeiten erheblich unterscheiden. Diese Unterschiede werden durch die Korngröße und die Wassersättigung verursacht. Bei wassergesättigten Sedimenten können, die in Tabelle 7 angeführten oberen Grenzen auch weit darüber liegen. Die obere Grenze der Ausbreitungsgeschwindigkeit im Eis ist in dieser Tabelle zu hoch angesetzt und beträgt bei 0° C maximal 3750 m/s (BRÜCKL pers. Komm.).

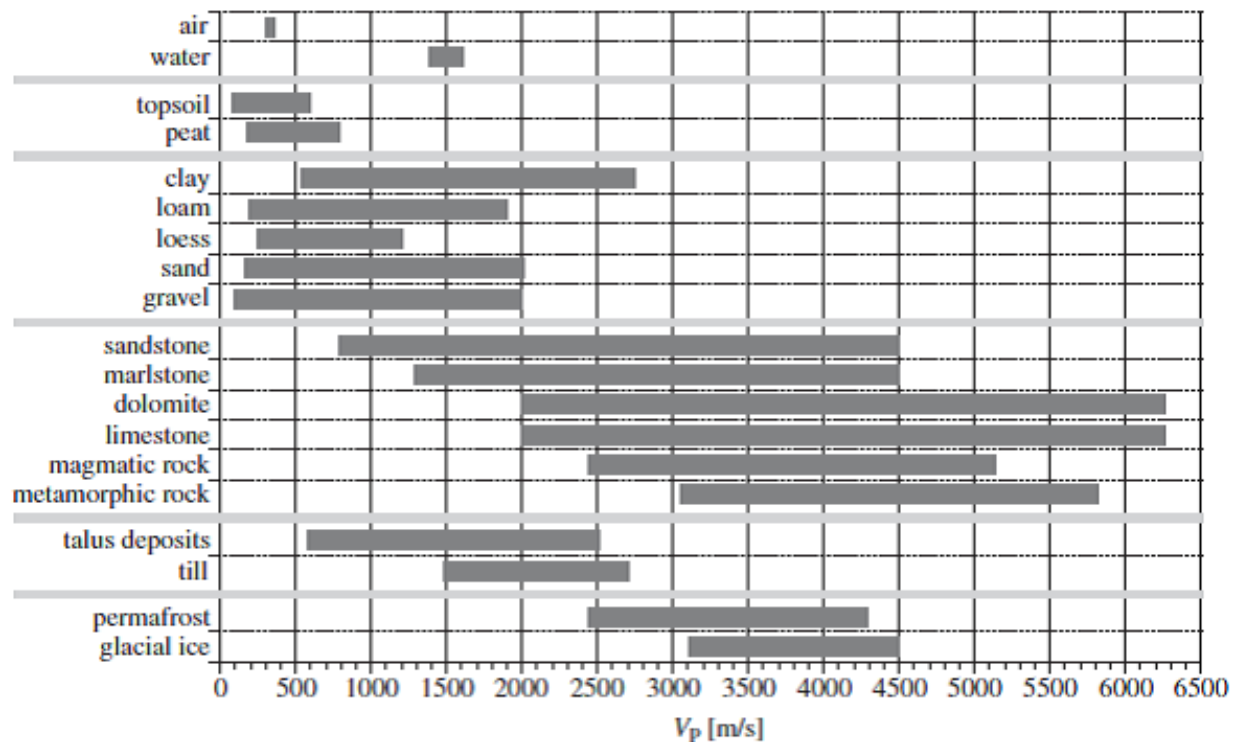


Tabelle 7: Typische Bereiche der P-Wellen Geschwindigkeit von verschiedenen Festgesteinen, Sedimenten und Permafrost (HAUCK & KNEISEL, 2008)

4.1.1 Refraktionsseismik

In der vorliegenden Arbeit werden bei der Auswertung der Messungen die refraktierten Wellen betrachtet, die sich unter anderem besonders gut zur Exploration im oberflächennahen Bereich (bis zu ~ 150 m Tiefe) eignen. Die Reflexionsseismik kann hier nur mit größerem Aufwand hinreichend genaue Ergebnisse erzielen. Voraussetzung für refraktierte Wellen ist, dass die jeweils darunter liegende Schicht eine höhere seismische Geschwindigkeit besitzt als die Schicht darüber. Im umgekehrten Fall werden die Strahlen zum Lot hin gebeugt und gelangen nicht mehr an die Oberfläche. Das Prinzip der Refraktionsseismik kann am einfachen Beispiel, dem ebenen Zweischichtfall (Abbildung 10) erklärt werden. Der Untergrund wird dabei vereinfacht durch zwei parallele Schichten dargestellt mit den Geschwindigkeiten v_1 und v_2 , wobei gilt $v_1 < v_2$ und der Tiefe d . Zum Zeitpunkt $t = 0$ wird im Nullpunkt der Auslage ein Impuls (z. B. Hammerschlag) ausgelöst und die Ankunft der direkten und der kritisch refraktierten Wellen (= Mintropwelle) längs eines Profils in x-Richtung beobachtet.

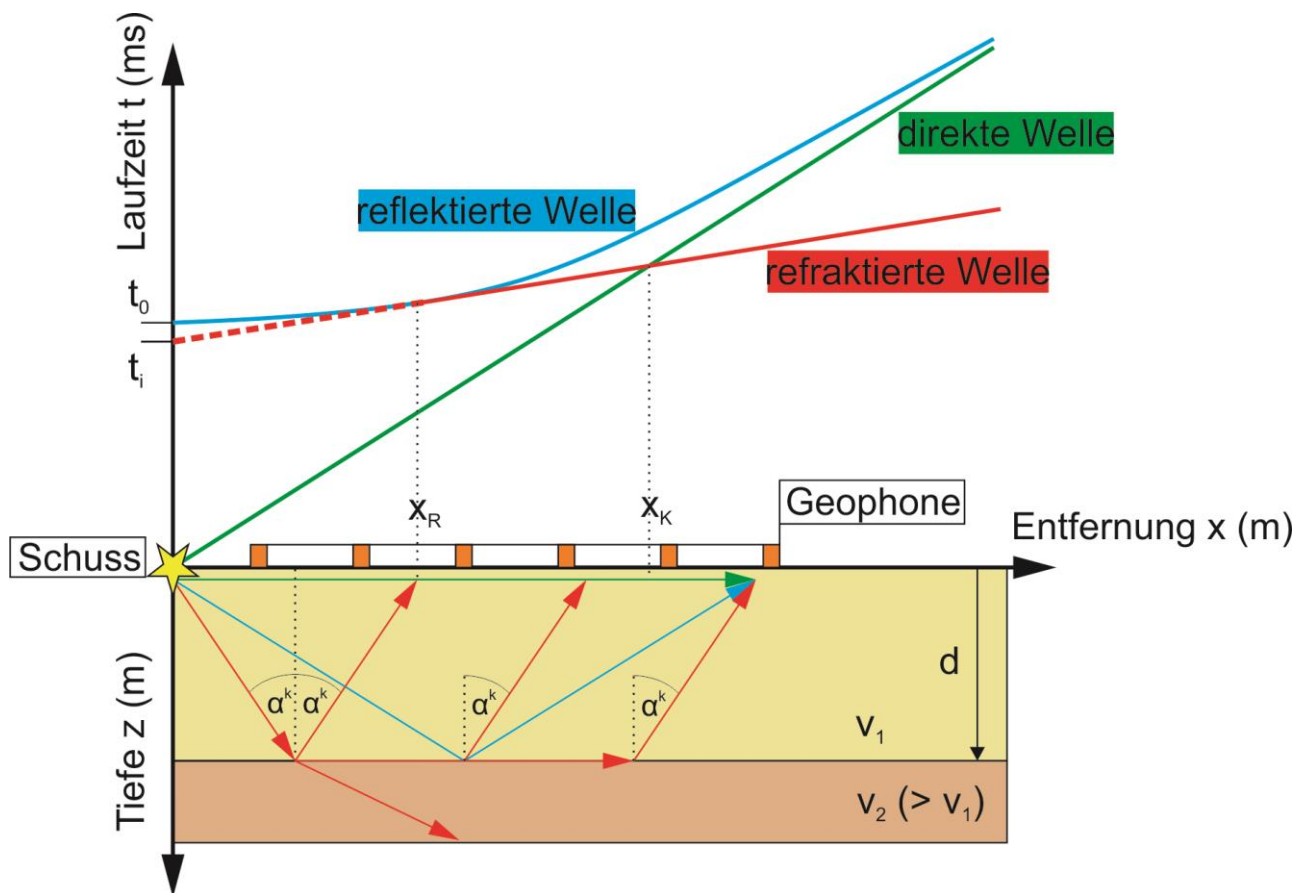


Abbildung 10: Schematische Darstellung des Strahlenganges seismischer Wellen mit dem Laufzeitdiagramm für die direkte, refraktierte und reflektierte Welle. (Prinzip der Refraktionsseismik anhand eines ebenen Zweischichtfalles erläutert)

Für die Auswertung werden die Einsätze der Wellen an den Geophonen bestimmt und die Laufzeiten gegen die Geophondistanz aufgetragen (Laufzeitdiagramm). Der Strahl, der die Schichtgrenze unter dem kritischen Winkel α^k (siehe Gleichung (3)) trifft, läuft an der Schichtgrenze mit der Geschwindigkeit v_2 entlang und strahlt dabei, entsprechend dem Huygen'schen Prinzip ständig Energie unter dem Winkel α^k nach oben ab.

$$\sin \alpha^k = v_1/v_2 \dots \text{Snellius'sches Brechungsgesetz} \quad (3)$$

Im Laufzeitdiagramm ergibt sich für die refraktierte Welle eine Gerade (rote Linie in Abbildung 10) mit der Neigung $1/v_2$ und der Interceptzeit t_i , welche erst ab der kritischen Distanz x_R gemäß der Strahlengeometrie erstmals beobachtet wird und ab der Überholddistanz x_K die direkte Welle (grüne Linie in Abbildung 10) überholt. Ab dieser erzeugt nun die refraktierte Welle die Ersteinsätze, davor war es die direkte Welle. Aus der Neigung der beiden

Geraden können somit die Geschwindigkeiten aus beiden Schichten und die Tiefe der Schichtgrenze über die Interceptzeit t_i mit Formel (5) bestimmt werden.

$$t_{refrakt} = \frac{x}{v_2} + \frac{2d \cos \alpha^k}{v_1} \quad (4)$$

$$t_i = \frac{2d \cos \alpha^k}{v_1} = 2 \cdot d \cdot q \quad (5)$$

t_i ... *Intercept time*

q ... *vertikale Langsamkeit des kritisch gebrochenen Strahls in der oberen Schicht*

d ... *Tiefe zum Refraktor*

4.1.1.1 Delayzeiten

Das Konzept der Delayzeitauswertung basiert auf der Überlegung nach TELFORD et al. (1990), wonach ein seismischer Strahl wie in Abbildung 11 zerlegt werden kann. Die Delayzeit entspricht dem Unterschied der beobachteten Laufzeit t_{obs} des roten Strahlwegs (SCDG) und der Zeit, die die Welle entlang des blauen Strahlwegs von A nach B mit der Geschwindigkeit v_2 benötigt. Unter Vernachlässigung der Neigung des Refraktors lautet die Beziehung:

$$t_{obs} = t_s + \frac{x}{v_2} + t_G \quad (6)$$

t_{obs} ... *beobachtete Laufzeit*

t_s ... *Delayzeit am Schuss*

t_G ... *Delayzeit am Geophon*

x ... *Offset*

v_2 ... *Refraktorgeschwindigkeit*

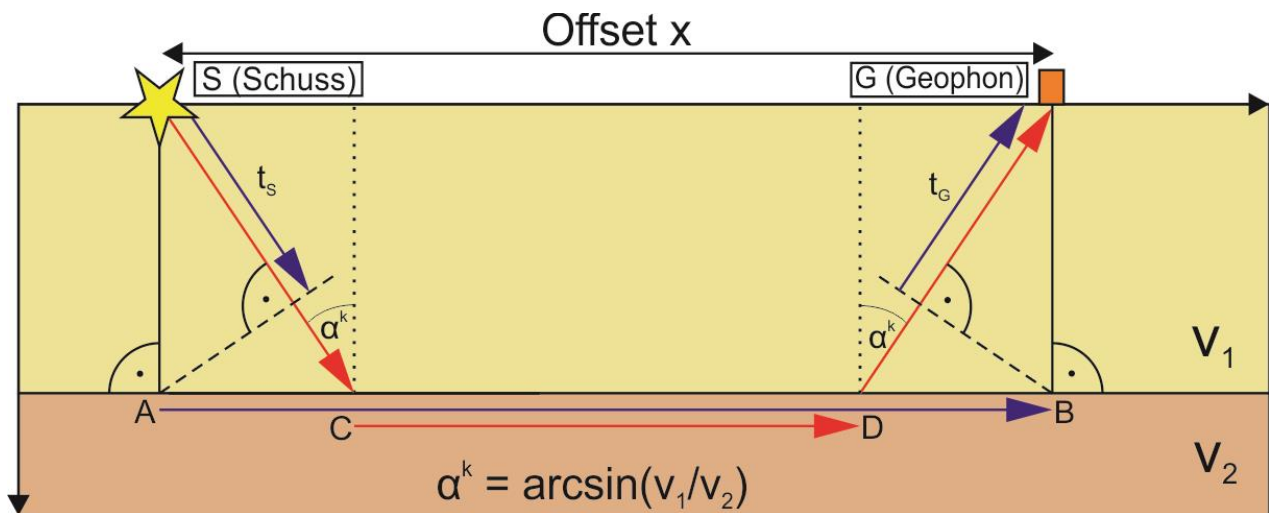


Abbildung 11: Skizze des Prinzips eines Delayzeitmodelles. Die Delayzeit ergibt sich aus dem Zeitunterschied zwischen dem beobachteten roten Strahlweg(SCDG) und dem gedachten blauen Strahlweg (SABG). Die Delayzeiten t_s (schussseitig) und t_g (geophonseitig) entsprechen den jeweiligen Tiefen zum Refraktor; mit α^k als kritischer Winkel (siehe Gleichung (3)).

Die vereinfachte Beziehung in Gleichung (6) gilt nur für Refraktorsteigungen kleiner als 10° . Die Summe der schuss- und geophonseitigen Delayzeiten entspricht der Interceptzeit. Delayzeiten entsprechen also den Tiefen (siehe Abbildung 11) an den Schuss- und Geophonpunkten. Aus diesem Grund kann die Tiefe über die Delayzeit bei einer Mehrfachüberdeckung (=Beobachtung mehrerer Schüsse an einem Geophon) mittels eines linearen Gleichungssystems beschrieben werden, das nach den unbekanntenen Delayzeiten und den Refraktorgeschwindigkeiten invertiert werden kann. Die Eingangsdaten für dieses Gleichungssystem sind die gemessenen Laufzeiten der refraktierten Welle.

4.2 Tomographie

Die Tomographie ermöglicht über die gemessenen Laufzeiten aus Ersteinsätzen des Wellenfeldes einen Rückschluss auf die Geschwindigkeitsverteilung des Untergrunds. In der Inversion geht man von einem zuvor berechneten Startmodell aus und verändert in iterativen Schritten die Geschwindigkeitsverteilung so lange, bis die Differenzen zwischen den gemessenen und theoretischen Laufzeiten möglichst gering sind. Diese Laufzeitdifferenz wird schließlich entlang eines Laufweges über verschiedene Geschwindigkeitsbereiche im Untergrund aufgeteilt. Die Erstellung eines Geschwindigkeitsmodells erfolgt zumeist auf zwei Arten: entweder werden die Geschwindigkeiten im Untergrund an einzelnen Punkten bestimmt und dazwischen interpoliert, oder der Untergrund wird in Zellen mit konstanten Geschwindigkeiten unterteilt. Für eine plausible Lösung bedarf es einer hohen Strahlüberdeckung, für die möglichst viele Schüsse und Aufnehmer (Geophone) vorhanden sein müssen. Zwecks Erhöhung der Genauigkeit des Ergebnisses braucht es Strahlen, die den Untergrund nach Möglichkeit aus verschiedenen Richtungen durchlaufen.

Insgesamt kann die Lösung in einen nichtlinearen und linearen Teil aufgespalten werden. Der nichtlineare Teil stellt die Berechnung der theoretischen Laufzeit (Startmodell oder verbessertes Modell) dar. Der lineare Teil beschreibt die Abweichungen, die zwischen beobachteten und berechneten Laufzeiten entstehen, und die über Geschwindigkeitsveränderungen im Untergrund aufgeteilt werden.

Bei der Auswertung in dieser Arbeit wurde das Tomographieprogramm nach HOLE (1992) verwendet, weil es zum einen ein weltweit gebräuchliches Verfahren darstellt und zum anderen dieses Programm an unserem Institut in Verwendung ist.

Es handelt sich dabei um einen Ersteinsatz-Inversionsalgorithmus, der den Untergrund in Zellen mit konstanten Geschwindigkeiten einteilt und auf der Methode der sogenannten „backprojection“ beruht. Das Programm kann sowohl auf 2D- als auch auf 3D- Geschwindigkeitsmodelle angewendet werden. Die wichtigsten Schritte sind im Kapitel 5.1.3 Datenbearbeitung erklärt; für eine detaillierte Beschreibung des Programmes sei auf die Arbeit von HOLE (1992) verwiesen.

4.3 Georadar (GPR)

Beim Georadar (GPR; Ground Penetrating Radar) dienen elektromagnetische Wellen zur Untersuchung des Untergrundes, die mathematisch durch Wellengleichungen beschrieben werden und auf den Maxwell Gleichungen basieren. Dabei werden kurze elektromagnetische Impulse von einer Sendeantenne in den Untergrund gesendet und dort reflektiert, wo sich die relative Permittivität ϵ_r im Untergrund ändert, wie z. B. an Schichtgrenzen. Die reflektierte Energie dieser elektromagnetischen Impulse wird von einer Empfängerantenne registriert und die Amplitude als Zeitfunktion in Form einer einzelnen Spur dargestellt. Mehrere aneinander gereihte Spuren ergeben ein Radargramm. (ANNAN & DAVIS, 1989). Bei dieser zerstörungsfreien Messmethode kommen vorwiegend Dipolantennen zum Einsatz, die in einem Frequenzbereich von 10 – 1000 MHz arbeiten, der typisch für geologische und ingenieurtechnische Aufgabenstellungen ist. Die Ausbreitung der elektromagnetischen EM-Wellen ist abhängig von den dielektrischen Eigenschaften des Untergrundes und dem Frequenzbereich des abgestrahlten Signals. Dabei bedeutet eine niedrige Frequenz (~ 10 MHz) eine höhere Erkundungstiefe (~ 50 m) je nach elektrischem Widerstand, aber niedrigerer Auflösung, und umgekehrt eine höhere Frequenz (~ 1000 MHz) eine niedrigere Erkundungstiefe (~ 1 m).

Die relative Permittivität ϵ_r beschreibt die Stärke der dielektrischen Polarisation eines Mediums. Sie hat starken Einfluss auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit v_{GPR} . Ist nun die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Mediums bekannt, so kann die Laufzeit des reflektierten Impulses in Tiefeninformation umgerechnet werden, sowie die geometrisch richtige Lage der Streuquellen bestimmt werden (Migration). Die Wellenfront der EM-Wellen breitet sich auf einem Teil einer Kugeloberfläche aus, wobei mit zunehmender Tiefe der Radius immer größer wird. Punktförmige Reflektoren werden hyperbelförmig im Radargramm abgebildet und geneigte Reflektoren mit einer geringeren Neigung als der tatsächlichen dargestellt. Die Migration versucht genau diese Effekte zu beseitigen und die abgebildeten Strukturen im Untergrund geometrisch in die richtige Lage zu bringen.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit in einem Medium zum Beispiel lässt sich über die Abschätzung der Dielektrizitätszahl unter Annahme eines homogenen und isotropen Untergrundes mit Formel (7) kalkulieren bzw. mit Formel (8) in die Tiefe umrechnen. In situ

Bestimmungen der Ausbreitungsgeschwindigkeit können auch über die Messung der Krümmung von Diffraktionshyperbeln¹ in Radargrammen mit Formel (9) vorgenommen werden. Zusätzlich besteht die Möglichkeit über variable Offset - Messungen die Ausbreitungsgeschwindigkeit zu bestimmen.

$$v_{GPR} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (7)$$

$$d = v_{GPR} \frac{t}{2} \quad (8)$$

$$v_{GPR} = 2 \sqrt{\frac{x_{n-1}^2 - x_0^2}{t_{n-1}^2 - t_0^2}} \quad (9)$$

¹ Diffraktionshyperbeln entstehen durch punktförmige Reflektoren im Untergrund.

Location	Material	Velocity (m/ns)
Gravel pit (test)	Gravel	0,09
	Loose heap of gravel	0,16-0,18
Parzinn (Austrian Alps)	Loose debris (dolostone)	0,11-0,13
	Edesen moraine	0,09
Tegelberg (German Alps)	Debris, grass-covered (dolostone)	0,105
Dammkar (German Alps)	Loose debris (limestone)	0,10
Zugspitze (German Alps)	Loose debris (limestone)	0,12-0,128
Arnspitze (Austrian Alps)	Very loose, fresh debris (limestone)	0,14
Kühtai (Austrian Alps)	Loose debris (gneiss, mica-schist)	0,09-0,115
Turtmantal (Swiss Alps)	Loose, coarse debris (gneiss, mica-schist)	0,12-0,14
	Egesen moraine	0,105
	LIA moraine	0,095
Cwm Cneifion (Snowdonia, Wales)	Loose debris (pyroclastic rocks)	0,14
	Grass-covered debris	0,10

Tabelle 8: Gemessene GPR-Wellen-Ausbreitungsgeschwindigkeit für EM-Wellen über WARR Messanordnung (HAUCK & KNEISEL, 2008)

4.3.1 Auflösung

Beim Auflösungsvermögen wird zwischen der vertikalen und horizontalen Auflösung unterschieden.

Die **vertikale Auflösung** hängt hauptsächlich von der Wellenlänge λ der EM-Wellen im Ausbreitungsmedium ab. Diese ist wiederum von der Ausbreitungsgeschwindigkeit v_{GPR} und der Frequenz f der EM-Welle abhängig:

$$\lambda = \frac{v_{GPR}}{f} \quad (10)$$

Das $\lambda/2$ – Kriterium gibt einen Grenzwert für die Trennbarkeit von Reflektoren im Untergrund an. Somit ergibt sich eine gerade noch feststellbare Reflektortiefe h durch die halbe Wellenlänge ($h = \lambda/2$). Für das **horizontale Auflösungsvermögen** wird der Durchmesser der sogenannten 1. Fresnelzone betrachtet. Alle Punkte einer kreisförmigen Reflexionsfläche mit dem Durchmesser d liefern einen Beitrag zur registrierten Amplitude am Punkt A. Der

Durchmesser der 1. Fresnelzone ist dadurch definiert, dass der zurückgelegte Weg schräg einfallender Strahlen maximal um $\lambda/4$ größer ist als die Reflektortiefe h (siehe Abbildung 12).

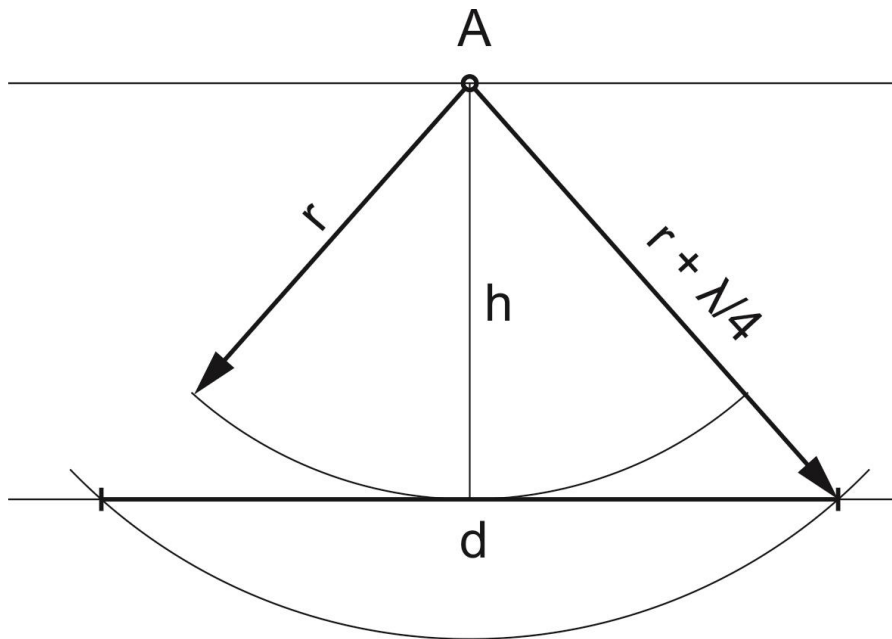


Abbildung 12: Definition des Durchmessers der 1. Fresnelzone

Es folgt daraus $d = \sqrt{2h\lambda + \lambda^2/4}$ und bedeutet, dass sich die Größe der 1. Fresnelzone mit zunehmender Wellenlänge und anwachsender Reflektortiefe vergrößert. Der Vergleich zwischen vertikaler und horizontaler Auflösung zeigt, dass der eigentlich limitierende Faktor für die genaue Abbildung des Untergrundes der horizontalen Auflösung entspricht (FORKMANN & PETZOLD, 1989). Bei einer Antennenfrequenz von 60 MHz breitet sich die EM-Welle mit einer Wellenlänge von $\sim 1,8$ m aus, wodurch sich eine vertikale Auflösung von $\sim 0,5$ m ergibt. Wobei die Tiefenauflösung bzw. Ablesegenauigkeit der einzelnen Reflektoren viel genauer ist.

4.4 Geometrische Abschätzung der Felsoberfläche

Das Ziel einer geometrischen Abschätzung ist das Aufstellen von Funktionen, mit denen die Form der Felsoberfläche aus empirischen Daten bestmöglich beschrieben werden kann. Zum Beispiel kann versucht werden, die von Tälern, die durch einen Gletscher geformt wurden, oft typische parabelähnliche Form im Querschnitt über quadratische Gleichungen oder Potenzfunktionen anzupassen. Der Begriff Querschnitt wird hier verwendet für ein Profil, das rechtwinkelig zur Fließrichtung des Gletschers bzw. des Talweges¹ steht.

4.4.1 Modellierung durch Potenzfunktionen bzw. quadratische Funktionen

LI et al. (2000) beschreiben in ihrer Arbeit die Form von Querschnitten in zwei Gletschertälern (Bingdaban und Ortawuzu) in den Tian Shan Mountains in Zentralasien. Dabei verwendeten sie einerseits quadratische Funktionen und andererseits Potenzfunktionen für ihre Untersuchungen.

$$y = a + bx + cx^2 \quad (11)$$

$$y = ax^b \quad (12)$$

$$A = \ln a \quad (13)$$

Die Koeffizienten (a und b) der Potenzfunktion variieren stark zwischen Werten für b von 1,027 und 3,503 bzw. für $A = \ln a$ zwischen -0,414 und -16,314 und sind sensibel bei der Wahl des Ursprungs. In der Arbeit von LI et al. (200) wurde die Lösungsvariante über den Logarithmus in Gleichung (13) gewählt, um die die Beziehung zwischen a und b feiner herauszuarbeiten. In der graphischen Darstellung (siehe Abbildung 13) der Koeffizienten $|A|$ und der korrespondierenden Werte für den Exponenten b ist klar ein linearer Trend zu erkennen, die Regressionsfunktion für $|A|$ ist eine lineare Funktion, die von LI et al. (2000) als hilfreich bei der Unterscheidung von Formungsprozessen von Tälern sein kann.

¹ Talweg = ist die Verbindungslinie der tiefsten Punkte aller Querprofile in der Längsrichtung eines Flusses

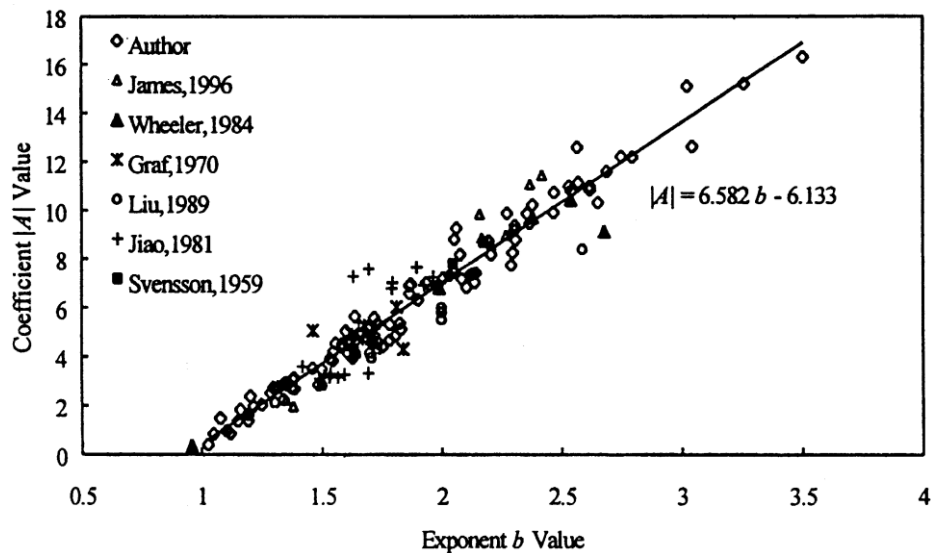


Abbildung 13: Der lineare Zusammenhang zwischen A und b eines Gletschertalquerprofiles mit den Daten aus der Arbeit von (LI, et al., 2000) und anderen publizierten Quellen.

Dem gegenüber ist die quadratische Funktion für die Darstellung von Querprofilen (siehe Abbildung 14) eines Gletschertales robuster. Die Werte für c variieren zwischen 0,00030 und 0,00241 und sind relativ unabhängig von der Wahl des Ausgangspunktes. Bei der quadratischen Funktion (Gleichung (11)) stellt y die Höhe im Bezug zu einem Referenzpunkt (z. B. Seehöhe) und x die laterale Verschiebung zu einem Referenzpunkt dar mit a, b, c als Koeffizienten. Im Modell von LI et al. (2000) kontrollieren die Koeffizienten a und b die Position vom Querprofil im Koordinatensystem und haben keinen direkten Einfluss auf seine Form. Diese wird hauptsächlich über die Werte für c beeinflusst, wobei gilt, „je größer c, desto schmaler das Tal“.

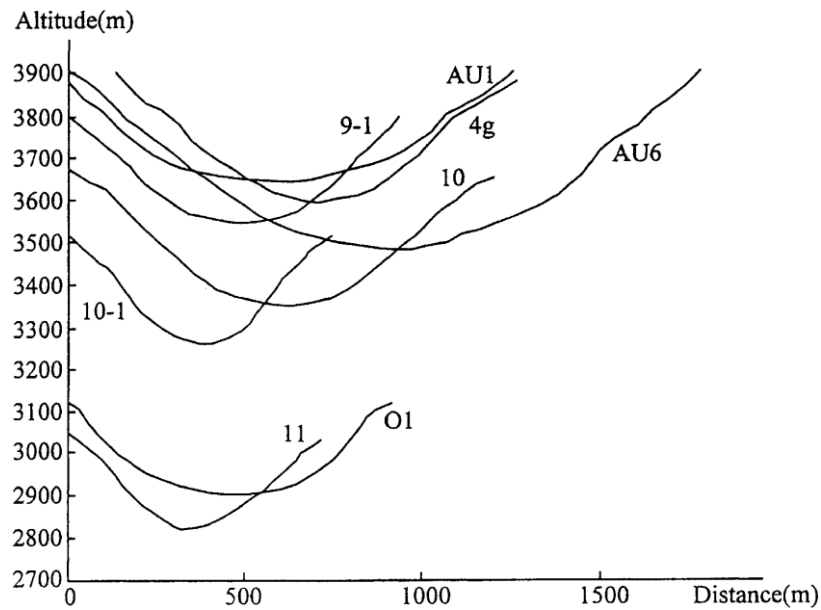


Abbildung 14: Einige typische Querprofile in der Bingdaban Gegend (Tian Shan Mountains), wobei die Distanz auf der waagrechten x-Achse und die Seehöhe auf der senkrechten y-Achse aufgetragen wird. (Li, et al., 2000)

Die Eingangsdaten für diese Untersuchungsmethode liefern digitale Geländemodelle oder andere topographische Karten und Luftbilder. Idealerweise sollte für sinnvolle Ergebnisse das Untersuchungsgebiet frei von Gletschern sein sowie eine symmetrische und homogene Form aufweisen.

Für die vorliegende Untersuchung im Krummgampental konnte diese Methode nur bedingt verwendet werden, da das Tal, zwar maßgeblich durch einen Gletscher geformt, dennoch eine sehr inhomogene und unsymmetrische Talbodenform aufweist. So konnte zwar das Haupttal im Krummgampental aufgrund der inhomogenen Form nicht abgeschätzt werden, aber das kleine Seitental (Furmentekar) im Nord-Osten, das ebenfalls zum Untersuchungsgebiet gehört, konnte durch eine quadratische Kurve plausibel und mit den geophysikalischen Daten übereinstimmend angenähert werden. Ein Versuch, das Haupttal durch eine quadratische Kurve zu beschreiben, ist in Abbildung 15 dargestellt. Egal wie mit diesem Ansatz die Konstanten a , b und c der Gleichung $f(x) = a * x^2 + b * x + c$ verändert werden, es kann kein nachvollziehbares Ergebnis erzielt werden.

Für die Abschätzung des im Untergrund verlaufenden Felsens im Haupttal musste daher ein anderer Ansatz gewählt werden (siehe Kapitel 3.4.2)

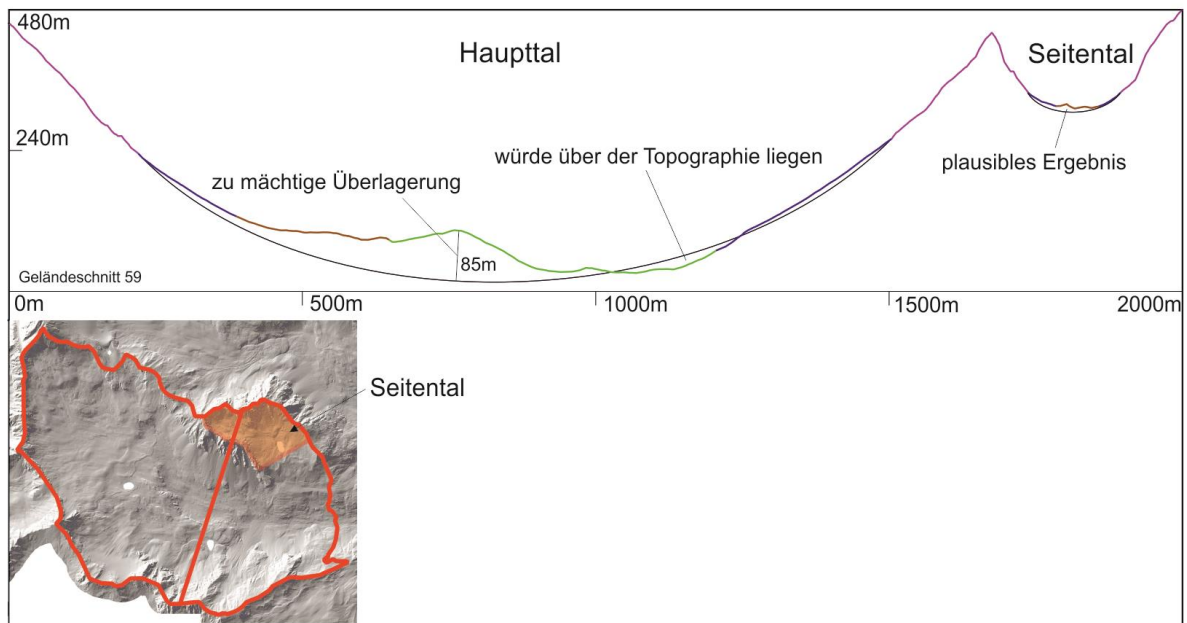


Abbildung 15: Schematische Darstellung für die Anwendung zur Modellierung mittels einer quadratischen Kurve für ein Querprofil im Krummgampental.

4.4.2 Modellierung mit Splineinterpolationen

4.4.2.1 Erläuterung der Vorgehensweise

Der Hauptgrund für die Wahl beruht auf dem Faktum, dass die derzeit zur Verfügung stehenden Methoden zur Quantifizierung der Mächtigkeit von Sedimentspeichern nicht immer ausreichend genau auf die oft komplex verlaufenden Felsoberflächen im Untergrund eingehen können. Damit sind vor allem geostatistische Verfahren gemeint, die die gemessenen Felstiefen (z. B. durch geophysikalische Messungen) auf das gesamte Untersuchungsgebiet extrapolieren sollen. Verfahren wie etwa TOPOGRID (Software ArcGIS) sind starke Interpolationsprozeduren, die schon mit wenigen Datenpunkten plausible Ergebnisse liefern, und bei denen auch schon geologische und hydrologische Parameter, wie Bruchkanten und Abflusswege, als Inputdaten definiert werden können. Bei einem inhomogenen Felsverlauf ist es nötig, rechnergestützte Verfahren zu verbessern, indem weitere geometrische bzw. geomorphologische Aspekte berücksichtigt werden. Mit dem Verlauf von sichtbaren Felsoberflächen lassen sich Trends über die Fortführung im nicht sichtbaren Nahbereich prognostizieren. Anhand von Oberflächenstrukturen können Rückschlüsse auf die Überlagerung einfließen (z. B. eine mächtigere Überlagerung am Moränenwall und eine seichtere an felsdurchzogenen Bereichen).

Im Folgenden wird daher ein Ansatz vorgestellt, in den ein Bearbeiter seine zuvor erlangten Strukturanalysen einfließen lassen kann. Die Modellierung einer Felsoberfläche, die von einer Sedimentschicht überlagert ist, mittels Splinekurven bedingt die Erhebung von Stützwerten bzgl. Felstiefe und anderer Eingangsdaten über das Untersuchungsgebiet. Als Eingangsdaten dienen die geophysikalischen Messergebnisse und erfassen die Felstiefe an mehreren Stellen, wobei in der Beprobung auf eine gleichmäßige Verteilung der Messstellen zu achten ist. Des Weiteren wird ein digitales Geländemodell samt Luftbild vom Untersuchungsgebiet verwendet, ebenso eine geomorphologische Karte zur Erfassung und Abgrenzung der verschiedenen Sedimentspeicher und der sichtbaren Felsoberfläche anhand von georeferenzierten Polygonen. Nach der geophysikalischen Datenauswertung können Statistiken über die durchschnittliche Überlagerung der verschiedenen Sedimentspeicher erstellt werden. Weiteres werden Korrelationen, zum Beispiel zwischen Schuttkörperlänge zur Schuttkörpertiefe (siehe Abbildung 31), überprüft werden, um weitere Stützstellen für die Splineinterpolation zu erhalten.

Kubische Splineinterpolationen „treffen“ alle Stützstellen, tendieren aber nicht zum „Überschwingen“, wie etwa Kurven der Polynominterpolation, und haben den Vorteil, gegenüber Polynominterpolationen niedrigerer Ordnung flexibler zu sein, die meist nicht die natürliche Form des Geländes abbilden. Splineinterpolationen sind vergleichsweise einfach zu implementieren und können mit der CAD-Software Bricscad (V13) mit dem Zusatzmodul PANORAMA in den Geländeschnitten schnell berechnet werden. Dabei wird zwischen n Stützstellen durch $n - 1$ Segmente, die aus kubischen Polynomen bestehen und stetig differenzierbar sind, ineinander übergehend interpoliert. Das heißt, jede Teilkurve hört da auf, wo die nächste beginnt und die Tangenten an ihren Grenzen übereinstimmen, wodurch sich ein „weicherer“ Übergang ergibt.

Die Tangenten im Anfangs- und Endpunkt der jeweiligen Splinekurve werden annähernd dem Verlauf des abtauchenden Felsens gewählt, um einen plausiblen Kurvenverlauf zu erhalten (siehe Abbildung 16). Die dazwischenliegenden Stützenstellen basieren auf den Ergebnissen der geophysikalischen Feldmessungen oder anderen empirischen Daten.

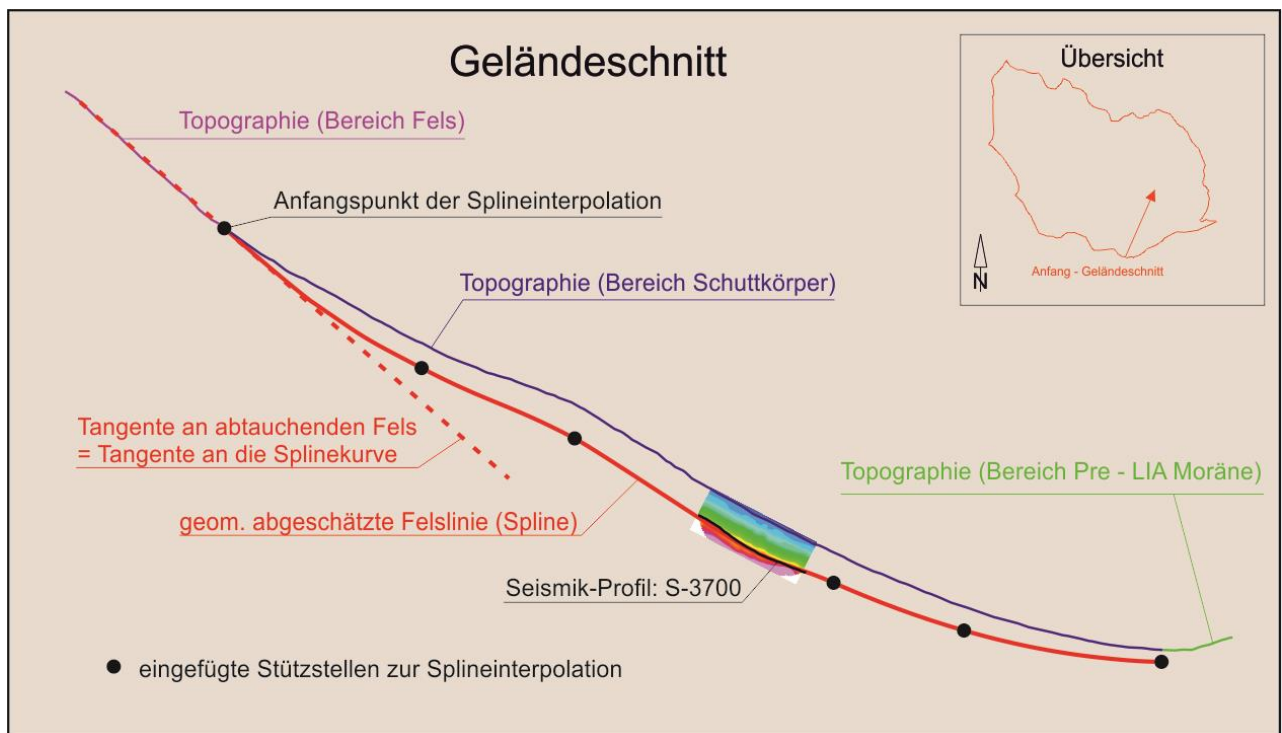


Abbildung 16: Schematische Darstellung der geometrischen Modellierung der Felsoberfläche mit dem Ansatz der Splineinterpolation für ein repräsentatives Querprofil im Krummgampental (langer nach Norden exponierter Schuttkörper unterhalb vom Weißseejoch (2965 m)).

4.4.2.2 Mathematische Modellbeschreibung

Die Grundidee der Splineinterpolation besteht darin, die gesuchte Zielfunktion nicht global, sondern jeweils auf Teilintervallen als Polynom zu betrachten.

„Gegeben seien $n+1$ Punkte, die auf "natürliche Weise" durch Interpolationsfunktionen miteinander verbunden werden sollen. Um diesen Begriff mathematisch umsetzen zu können, dient folgende Modellvorstellung: Ein elastisches Lineal (engl.: "SPLINE" - biegsame Feder, Latte) wird so verformt, dass es durch die $n+1$ Punkte verläuft. Es ergibt sich eine Kurve (beschreibbar durch n Funktionen in n Bereichen),...“ (DANKERT & DANKERT, 2004)

Eine kubische Splineinterpolation approximiert beliebige Funktionen anhand von Stützstellen und verschiedenen Bedingungen durch Funktionen (sogenannte Splines), die sich stückweise aus Polynomen¹ dritten Grades zusammensetzen. Die graphische Darstellung eines kubischen Splines entspricht einer glatten Kurve, d. h. diese besitzt keine Diskontinuitäten 2-ter Ordnung und muss zweimal stetig differenzierbar sein. Alle vorhandenen $n + 1$ Stützpunkte fungieren als Randpunkte (Anfangs- und Endpunkt) bzw. als Nahtstellen² zwischen den n Teilkurven, in denen jeweils beide Funktionswerte sowie beide erste und zweite Ableitungen der zusammentreffenden Teilkurven übereinstimmen müssen. Durch diese Forderung sind die Tangenten und die Krümmungen zweier anschließender Teilkurven an einer Nahtstelle gleich.

Jede Kurve der n Abschnitte hat 4 Unbekannte, daraus ergibt sich die mathematische Anforderung, $4 \times n$ Koeffizienten eines Gleichungssystems zu bestimmen, mit denen sämtliche Teilkurven beschrieben werden. Das Gleichungssystem besteht aus $4 \times n$ Gleichungen, die durch die Bedingungen für die $n - 1$ Nahtstellen, wie bereits erwähnt, und die der Randpunkte aufgestellt werden.

Für die Randsituation wird zwischen drei Möglichkeiten unterschieden:

Bei den so genannten „Offenen Splines“ (Abbildung 17) gilt die Modellvorstellung, dass an den beiden freien Rändern die zweite Ableitung gleich Null gesetzt wird, wodurch der natürlich kubische Spline eine minimale Gesamtkrümmung erhält.

¹ $p(x) = a_j x^3 + b_j x^2 + c_j x + d_j$

² Diese Naht- oder Stützstellen werden auch Knoten genannt.

Bei den so genannten „Periodischen Splines“ (die Kurve setzt sich nach rechts und/oder links periodisch fort) bzw. bei den „Geschlossenen Splines“ (Anfangs- und Endpunkt sind identisch) erhalten Anfangs- und Endpunkte gleiche Eigenschaften. In diesem Fall gilt, dass an Punkt 0 und Punkt n die erste und die zweite Ableitung gleich sind (DANKERT & DANKERT, 2004).

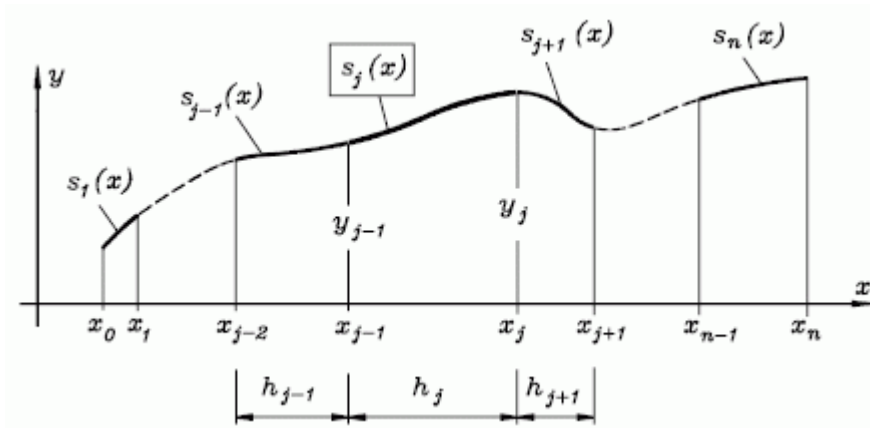


Abbildung 17: Offener Spline Skizze von (DANKERT & DANKERT, 2004).

Nachfolgend sei kurz das Wesen der Berechnung offener Splines nach DANKERT & DANKERT (2004) erläutert:

Für jeden Abschnitt $j = 1, \dots, n$ wird ein Polynom

$$s_j(x) = y(x) = a_j + b_j(x - x_{j-1}) + c_j(x - x_{j-1})^2 + d_j(x - x_{j-1})^3 \quad (14)$$

angesetzt, wobei a_j, b_j, c_j und d_j unbekannte Parameter sind, x_{j-1} stellt die Abszisse des linken Randpunktes des Abschnitts j dar. Folgende Formeln sind für die Berechnung dieser $4n$ Parameter notwendig:

Mit den Abschnittsbreiten h_j und die Hilfsgrößen g_j

$$h_j = x - x_{j-1} \quad g_j = 3 \left(\frac{y_j - y_{j-1}}{h_j} - \frac{y_{j-1} - y_{j-2}}{h_{j-1}} \right) \quad (15)$$

kann ein lineares Gleichungssystem erstellt werden, dessen Matrix in folgender Abbildung 18 dargestellt ist.

4.5 Geostatistisches Verfahren Kriging

Nach der Modellierung des Felsverlaufes durch die Splineinterpolation an allen Querprofilen werden die Räume zwischen den Profilen über das geostatistische Verfahren Kriging interpoliert. Das Ziel ist die Darstellung einer dreidimensionalen Felsoberfläche für das gesamte Untersuchungsgebiet. Die Methode Kriging¹ schätzt auf Grundlage, der im theoretischen Variogramm beschriebenen räumlichen Korrelationen, die Verteilung der betrachteten Daten. Bei diesem Verfahren wird, wie auch bei nichtstatistischen Interpolationsverfahren, ein unbekannter Wert durch ein gewichtetes Mittel der bekannten Nachbarwerte geschätzt. Allerdings werden durch das zuvor ermittelte Variogramm die Gewichte so optimiert, dass keine systematischen Fehler auftreten. Das Variogramm stellt eine Kurvengraphik (siehe Abbildung 36) dar, die aus den einzelnen sogenannten Semivarianzen der zahlreichen Wertepaare gezeichnet wird. Diese Semivarianzen sind ein Maß für die Ähnlichkeit und somit auch der Abhängigkeit und werden mit Formel (17) berechnet.

Bei der Interpretation eines Variogramms werden zum einen die Form und zum anderen die Aussageweite beachtet. Die Form eines Variogramms bei nahe korrelierten Distanzen ist besonders wichtig, da hier ein kleiner Bereich großen Einfluss auf die Modellierung der räumlichen Zusammenhänge bei der Interpolation hat. Das bedeutet, eine parabolische Form gibt den nächstgelegenen Werten eine höhere Gewichtung als Variogramme mit linearem Verhalten kleiner Distanzen. Die Aussageweite (Range) ist jener Abstand, bei dem das Variogramm asymptotisch einen Schwellenwert (Sill) erreicht. Zufallsvariablen, die in größerem räumlichen Abstand als die Aussageweite zueinander stehen, werden praktisch unabhängig voneinander betrachtet.

$$\chi(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i,j=1}^{N(h)} (v_i - v_j)^2 \quad (17)$$

$\chi(h)$... Semivarianz für die Distanz h

$N(h)$... Anzahl der Wertepaare innerhalb der Distanz h

v_i, v_j ... Messwerte an den Stellen i bzw. j

¹ Kriging = das Verfahren ist nach dem südafrikanischen Bergbauingenieur Daniel G. Krige (1951) benannt.

5 Datenerfassung und Auswertung

Die Datenerfassung erfolgte in den Jahren 2009 und 2010. Mit insgesamt vier Feldeinsätzen, die zwischen zwei und zehn Tagen dauerten, wurden insgesamt 25 seismische Profile mit einer Gesamtlänge von 3130 m aufgenommen und zwölf Profile mittels Georadar mit einer Gesamtlänge von 3280 m im Krummgampental aufgenommen. Im Jahr 2009 wurden in den Zeiträumen von 12. 05. – 14. 05., 13. 07 – 20. 07. und 05. 10 – 15. 10. gemessen und im Jahr 2010 zwischen 23. 08. – 27. 08. ein Messeinsatz durchgeführt. Bei der Planung der Feldmessungen mussten, gerade in dieser hochalpinen Lage des Untersuchungsgebietes, die vorherrschenden Wetterbedingungen genau beobachtet werden.

Die Durchführung der Messungen erfordert ein Team von drei Personen, um die nötigen zeitlichen und körperlichen Anforderungen zu bewerkstelligen. Die Messausrüstung wurde aufgeteilt und mit Hilfe von sogenannten Kraxen (Tragesystem) transportiert. Das zu tragende Gesamtgewicht pro Person betrug inklusive der persönlichen Ausrüstung, wie etwa Verpflegung und Bekleidung, zwischen 20 kg und 25 kg, je nachdem ob die Georadar- oder Seismikrüstung getragen wurde. Die Seismikrüstung ist insgesamt etwas schwerer. Pro Messtag wurden zwischen 400 und 1000 Höhenmeter bei einer Wegstrecke zwischen 3 und 6 Kilometer zurückgelegt. Gerechnet wurde hier nur der Zustieg zu den einzelnen Profilen, womit insgesamt eine weitaus höhere Tagesleistung zustande kam.

Der zeitliche Aufwand zur Erfassung eines Profils, d. h. Auf- und Abbau, sowie Durchführung der Messung, betrug mittels Hammerschlagseismik ca. 2,5 Stunden. Das Georadar hingegen nimmt für einen Messablauf inkl. Auf- und Abbau ca. 1 Stunde in Anspruch bei kontinuierlichem Aufnahmemodus bzw. ca. 1,5 Stunden bei punktwiser Messung.

In den nachfolgenden Kapiteln werden beide Methoden von den verwendeten Instrumenten über die Datenerfassung bis hin zur Bearbeitung erklärt. Abbildung 19 gibt eine Übersicht über die Lage aller gemessenen Seismik- und Georadarprofile, sowie die im Krummgampental vorkommenden Sedimentspeicherarten.

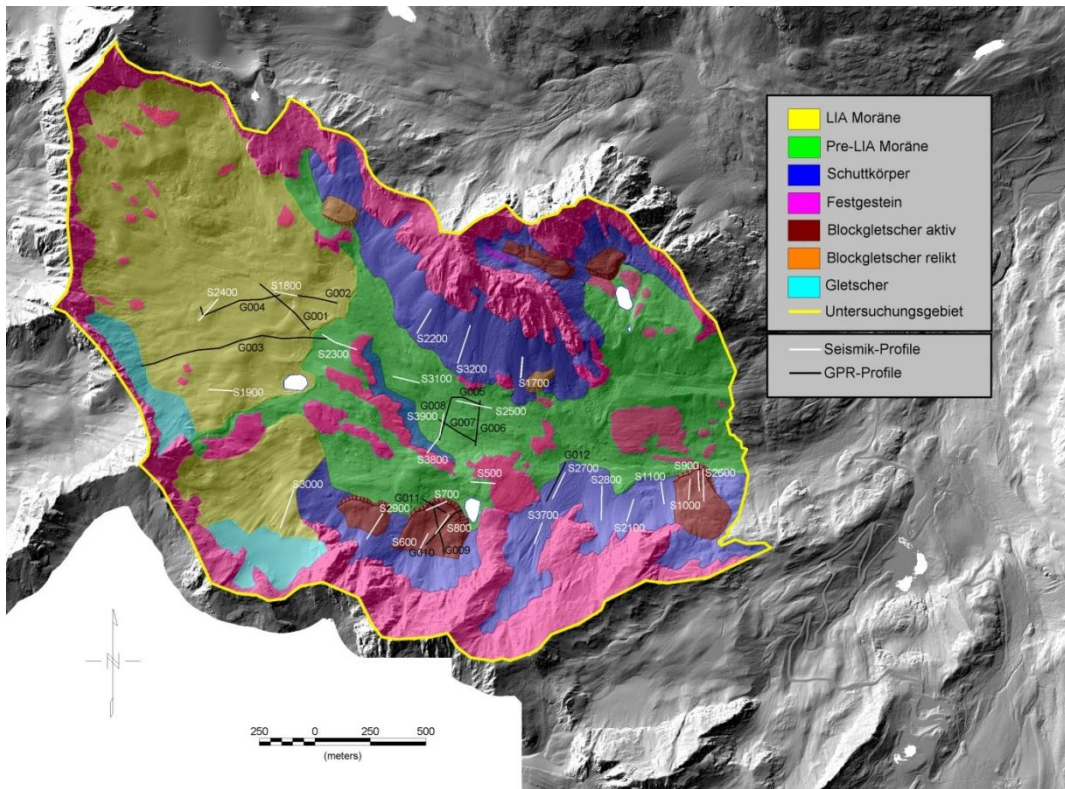


Abbildung 19: Übersichtskarte aller gemessenen Profile im Krummgampental, Tirol (Seismik = weiß; Georadar = schwarz)

5.1 Seismik

In den folgenden Unterkapiteln werden auf die verwendete Instrumentierung, die praktische Messanordnung im Feld, die Datenauswertung und die Interpretation der Messergebnisse eingegangen.

5.1.1 Instrumentierung

Die Aufnahmeeinheiten bildeten insgesamt drei seismische Redkorder REFTEK¹ 130 (Abbildung 20) mit jeweils bis zu sechs Aufnahmekanälen für seismische Sensoren. Für die kontinuierliche Aufzeichnung der Messungen wurden zwei REFTEK 130 für die Signale von insgesamt zwölf Geophonen verwendet und einer für die Aufzeichnung der erzeugten Impulse durch die Hammerschläge. Die aktive Impulserzeugung erfolgte mit einem 5 kg-Hammer. An diesem war ein Beschleunigungssensor montiert, um die genauen Zeitpunkt der einzelnen Schläge zu registrieren. Zur Signalverbesserung wurde eine vertikale Stapelung mit 16 bis 24 Hammerschlägen pro ‚Hammerschlagpunkt‘ erzeugt. Der Schlag mit dem Hammer auf eine Robalon - Hartplastikplatte führte zu einer besseren Impulsübertragung in den Untergrund. Für eine genaue Zeitmessung sind die internen Uhren der REFTEK 130 über einen TCXO² gesteuert, wodurch eine Genauigkeit von $\pm 10 \mu\text{sec}$ erreicht wird. Zusätzlich war jeder REFTEK 130 während der Messungen mit einer externen GPS – Antenne zum Erhalt eines Referenzsignals der GPS - Systemzeit verbunden. Dies war notwendig, damit die Synchronisation des Zeitsignals mit den anderen REFTEK 130 gegeben war. Die Aufzeichnung der seismischen Bodenbewegungen erfolgte mit zwölf omni-direktionalen Geophonen von der Firma SENSOR (SM-6/O-B, 14Hz).

¹ REF TEK (a division of Trimble) www.reftek.com Geophysical Monitoring Solutions

² TCXO = Temperatur Kompensierter Kristall Oszillator

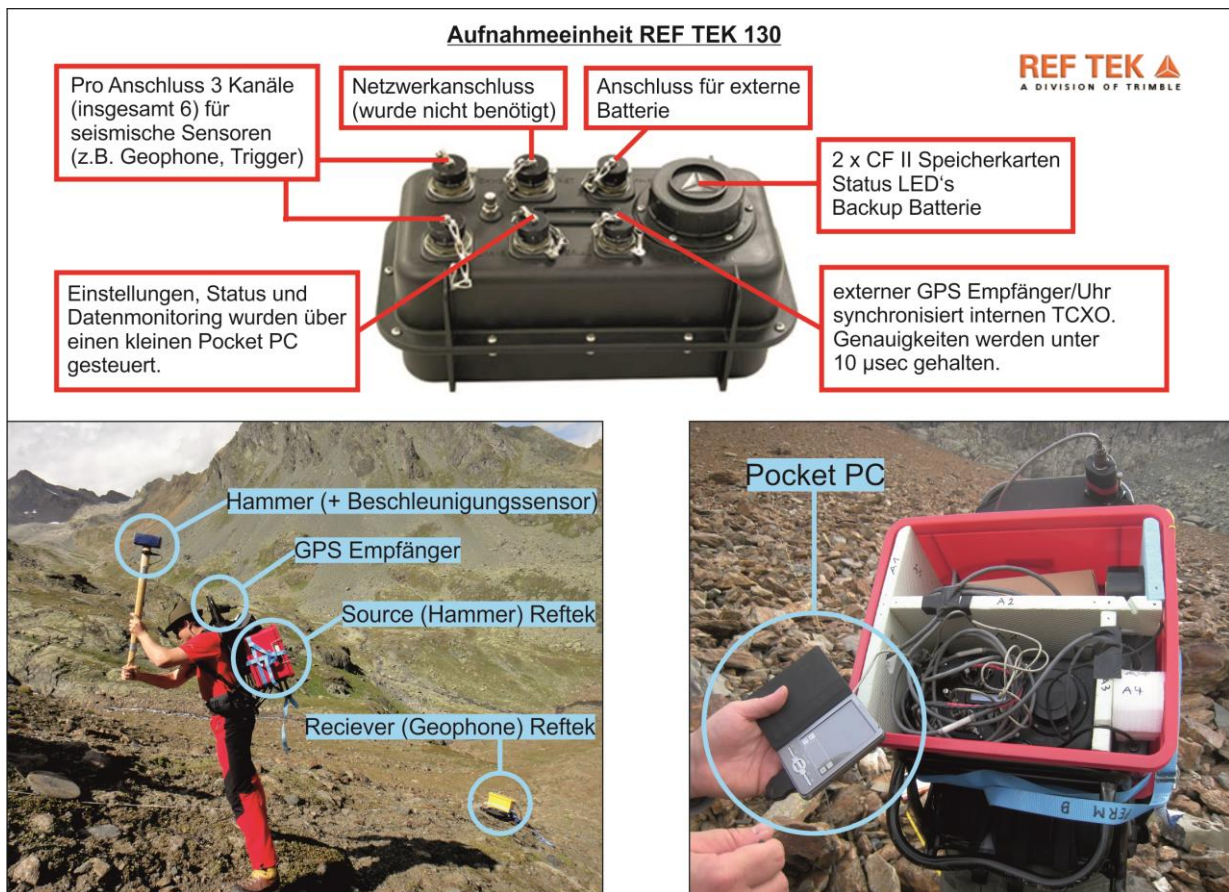


Abbildung 20: Seismische Aufnahmeeinheit REF TEK 130. Während der Feldmessungen im Krummgampental kamen drei Aufnahmeeinheiten während der Datenerfassung zum Einsatz, eine für die Registrierung der Hammerschlagsignale und zwei für die Geophonsignale.

5.1.2 Messanordnung

Die Profillängen variierten zwischen 94 m und 180 m und wurden zu Beginn mit einem Maßband ausgelegt, um die Geophone und die ‚Schusspunkte‘ (Hammerschläge) genau zu platzieren und die Geometrie für die spätere Auswertung festzulegen. Der Grund für die Profillängen von 94 m bis 180 m ist, bei Refraktionsauswertungen soll die Geophonauslage zumindest $\frac{2}{3}$ der angestrebten Erkundungstiefe entsprechen. Dies gewährleistet, dass ausreichend Signale für die Auswertung empfangen werden, und bedeutet bei einer durchschnittlichen Auslage von 120 m eine etwa 40 m Erkundungstiefe in ungefrorenem Untergrund. Da die Erkundungstiefe aber auch von der Ausbreitungsgeschwindigkeit im Untergrund abhängt, kann diese variieren und bei Fels oder Permafrost beispielsweise nur Tiefen zwischen 15 m und 20 m erreichen. Mit einem GPS-Handheld-Gerät wurden die Lage der

Anfangs- und Endpunkte jedes Profils gemessen, um nach der Datenbearbeitung die Transformation in das Gauß-Krüger-Koordinatensystem zu ermöglichen.

Zwölf Geophone wurden jeweils in einem Intervall von 8 m Länge ausgelegt, wobei auf eine gute Anbindung an den Untergrund zu achten war. Bei sehr grobblockigem Untergrund (z. B. Schuttkörpern) mussten erst geeignete Stellen gefunden werden, wo das Einklemmen der Geophonspitze möglich war. Eine Messung, Auf- und Abbau bzw. Durchführung, nahm, wie oben bereits erwähnt, ca. 2,5 Stunden pro Profil in Anspruch. Der Zeitaufwand lohnt sich sehr in Anbetracht der nach der Auswertung und Interpretation der Daten zur Verfügung stehenden Informationen über den Untergrund.

Pro Profil wurden zwischen 24 – 38 Hammerschlagpunkte zur aktiven Impulserzeugung in einem Abstand von 3 – 6 m platziert, das bedeutet bei 16 Hammerschlägen pro Schlagpunkt die Ausübung von bis zu 608 Hammerschlägen, was bis zu einer Stunde dauerte. Dabei wurde darauf geachtet, dass man möglichst viele verschiedene Offsets erhält. Dies wurde durch einen Versatz zwischen Geophon und Schussoffset erreicht. In einem Protokoll wurden die Positionen von Hammerschlägen und Geophone, Anzahl der Schläge und das Zeitfenster der Schläge festgehalten. Durch diese Konstellation wurden pro Profil mindestens 288 (bei 24 Schusspunkten und 12 Geophonen) seismische Spuren aufgenommen. Während zwei fix ausgelegte REFTEK die Signale der zwölf Geophone aufzeichneten, musste das Dritte für die Aufzeichnung der Hammerschläge mitgetragen werden. Am Beginn jeder Messung wurden alle REFTEK–Einheiten mit dem Pocket-PC (PALMTOP) über die serielle Schnittstelle verbunden und auf ihre Betriebsbereitschaft kontrolliert. Dazu wurden bei allen Geräten die GPS Signale synchronisiert und der Satellitenempfang, der Ladezustand und der Speicher überprüft. Speziell bei der Einheit, die die Hammerschläge aufzeichnete, wurde der Beschleunigungssensor anhand eines Probeschlags am Beginn und nach Erreichen der Profilmittte kontrolliert. Die Daten wurden kontinuierlich mit einer Sample Rate von 1000 sps¹ aufgezeichnet und im internen PASSCAL Recording Format abgespeichert. Die Profilauslage erfolgte auf den Schuttkörpern immer mittig und in Fallrichtung, bei den Blockgletschern wurden die Profile jeweils nahe der Blockgletscherstirn positioniert, da hier die größte Überlagerung zu erwarten war.

¹ sps = samples per second

5.1.3 Datenbearbeitung

Im ersten Schritt wurden die kontinuierlich aufgezeichneten Rohdaten mit der am Institut für Geophysik an der TU Wien entwickelten open source Software SEISMON¹ importiert und die Impulssignale der Hammerschläge bearbeitet. Zur Verbesserung des Signal - Rausch - Verhältnisses, pro ‚Hammerschlagpunkt‘ zwischen 16 und 24 Hammerschläge erzeugt und anschließend zu einem Signal pro Geophonkanal gestapelt (siehe Abbildung 21 auf Seite 62). Unter Berücksichtigung der Geometrie wurden die bearbeiteten Daten in das Format SEG Y zur Weiterbearbeitung exportiert. Mit der Expolationssoftware ProMAX von Landmark, wurden diese Daten zuerst eingelesen und in einer Datenbank abgespeichert.

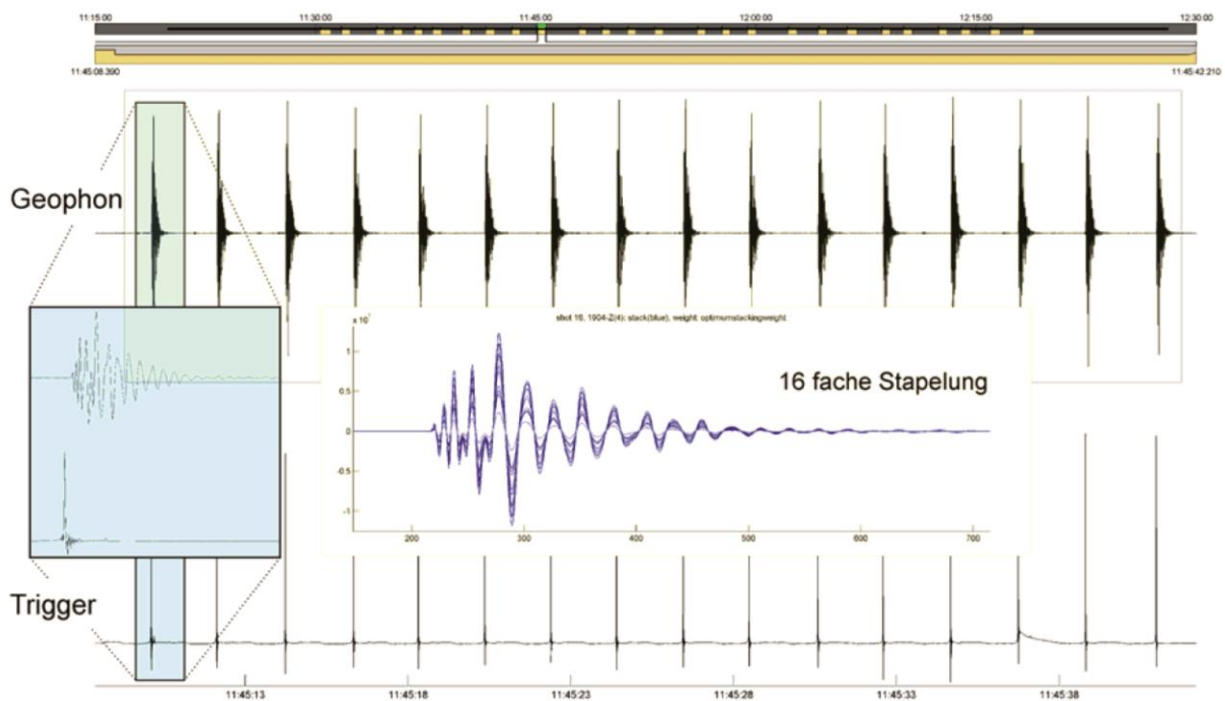


Abbildung 21: Veranschaulichung der 16-fachen Stapelung der Geophonspuren auf der Basis des Pilotsignals vom Hammerschlag (Trigger), die im Programm Seismon durchgeführt wurde HAUSMANN et al. (2009).

¹ SEISMON open source software basierend auf MatLab und MySQL entwickelt von S. MERTL (2009) stefanmertl.com/science

Im Folgenden werden die wichtigsten Bearbeitungsschritte zusammengefasst und deren resultierenden Größen angeführt:

1. **Einlesen** der Daten im SEG-Y-Datenformat, die zuvor in SEISMON vorbearbeitet wurden.
2. **Zuordnung** der Spuren, die zu einem Schuss gehören und auf den Schusszeitpunkt bezogen sind.
3. **Festlegung der Geometrie**: Bezug zwischen den seismischen Spuren und der Geometrie herstellen
4. **Signalbearbeitung**
 - Vor der direkten Welle können im Nahbereich (auf den ersten Metern) schwache Signale erscheinen, die zur Luftwelle gehören die über die Funktion „Top mute“ entfernt werden können.
 - AGC (Amplitudennormierung) mit einer Fensterlänge von 150 ms
 - Header Statics (Anwendung einer variablen spurabhängigen Korrektur)
Bandpassfilterung wurde aufgrund der guten Signalqualität nicht angewendet.
5. **Picken: manuelle** Bestimmung der P-Wellen Ersteinsätze
6. **Interpretation der Untergrundstruktur** (z. B. Schichtmodell) durch Bestimmung der ermittelten Scheingeschwindigkeiten und Interceptzeiten im Offset Bin Stack und Erstellung von Laufzeitkurven. Beim Offset Bin Stack werden alle Spuren, die in einem zuvor definierten Offsetbereich liegen, gestapelt. Dieser Offsetbereich muss über die Bin-Größe (5 m) angegeben werden und lässt eine gewisse Schwankungsbreite der Stationierung von Geophonen und seismischen Quellen (z. B. Hammerschlag) zu.
7. Berechnung eines **2D Geschwindigkeitsmodells** zur Bestimmung der Felstiefen mit zwei verschiedenen Verfahren, je nach Situation der Untergrundstruktur, die bei Bearbeitungsschritt 6 festgestellt wurde. Für Profile mit einem lateral homogenen Geschwindigkeitsverlauf wurde die 2D Refraktionsauswertung verwendet. Vor allem bei Profilen mit starken Geschwindigkeitsunterschieden und unterschiedlichen Mächtigkeiten (stark streuende Ersteinsätze im 1D-Laufzeitdiagramm), z. B. wo Festgestein von Eislinsen überlagert wird (vor allem bei Blockgletschern und Schuttkörpern mit Permafrost anzutreffen), wurde die 3D Tomographie betrachtet:
 - **2D Refraktionsauswertung** mit dem Delayzeitverfahren (siehe Kapitel 4.1.1.1 Delayzeiten)

- a. **Modelllaufzeiten** zur Kontrolle des zuvor berechneten Refraktionsmodells (Vergleich zwischen gepickten Laufzeiten und berechneten Modelllaufzeiten)
 - b. **Export** der berechneten Parameter P-Wellen Geschwindigkeit, Refraktortiefen im ASCII-Format zur weiteren Bearbeitung im CAD-Programm für die Modellierung der Felsoberfläche
- Berechnung einer **Tomographie** nach HOLE (1992)
 - a. **Parametereinstellung:** Festlegung der Zellgröße auf 1 m, 3 Iterationen mit Glättungsfaktor
 - b. Wahl des **Startmodells:** Basierend auf der Interpretation des Untergrundes unter Punkt 6 wurde zwischen drei vordefinierten Startmodellen für Schutt, Eis und Fels ausgewählt (siehe Diplomarbeit ILLNAR (2015)).

Im Untersuchungsgebiet Krummgampental wurde bei der 2D-Refraktionsauswertung ab einer Refraktorgeschwindigkeit zwischen 3900 m/s und 4000 m/s die dazugehörige Schicht als Festgestein interpretiert. Dieser Geschwindigkeitsbereich wurde anhand jener Profile ermittelt, die entweder direkt am Fels oder am Fels angrenzend gelegen sind (siehe Kapitel 6.1), und mit Werten aus der Literatur verglichen (siehe (HAUCK & KNEISEL, 2008), Tabelle 7). Bei den Profilen mit starken Geschwindigkeitskontrasten (wie bereits oben unter Punkt 7 erwähnt) wurde eine 3D-Tomographie (HOLE, 1992) berechnet und für die Auswertung verwendet. Hier wurde Festgestein dort interpretiert, wo eine klare Diskontinuität mit Geschwindigkeiten zwischen 3900 m/s und 4900 m/s zu erkennen ist. Die Grenze zwischen Sediment und Fels wurde dann in dem Bereich mit dem stärksten Geschwindigkeitsgradienten eingezeichnet.

5.2 Georadar

Im Folgenden wird auf die verwendete Apparatur, die praktische Messanordnung im Feld, die Datenauswertung und die Interpretation der Messergebnisse eingegangen.

5.2.1 Instrumentierung

Für die Datenaufzeichnung der Georadardaten wurde die, von der Firma GSSI¹ produzierte, einkanalige Kontrolleinheit SIR 3000 (Abbildung 22) in Kombination mit einer ungeschirmten Niederfrequenz Antenne 3200 (Abbildung 23) mit einer Zentralfrequenz von 15, 20, 35, 40 oder 80 MHz verwendet. Die Niederfrequenzantenne besteht aus mehreren Antennenelementen, die je nach gewünschter Sendefrequenz zwischen 15 und 80 MHz zusammenschraubt werden können, und vor allem für Erkundungstiefen 20 bis 50 m Metern geeignet ist.



Abbildung 22: GPR Kontrolleinheit SIR 3000 von GSSI

¹ GSSI = Geophysical Survey Systems, Inc. (www.geophysical.com)

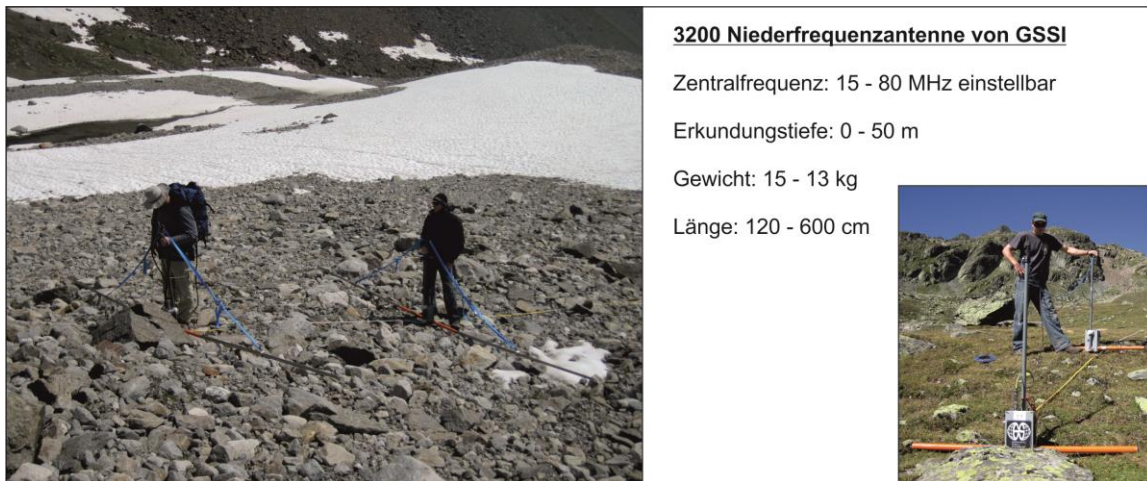


Abbildung 23: Anwendung GPR Multi- Niederfrequenzantenne 3200 von GSSI im Feld. Das linke Foto zeigt die Datenerfassung von Profil G001 mit der 25 MHz Antenne. Das rechte Bild zeigt die 60 MHz Antenne bei Profil G005 im Einsatz.

5.2.2 Messanordnung

Der Ablauf einer GPR-Messung begann mit der Auslegung eines Maßbandes entlang des Messprofiles. Die Profillängen liegen zwischen 100 m – 850 m, wobei Profile, die länger als 100 m waren, aufgrund der Maßbandlänge aneinander gereiht wurden. Anfangs-, Endpunkt und vorhandene Knickpunkte wurden mittels GPS-Handheld-Gerät aufgenommen. Auch hier sollte die Lage für die spätere Auswertung festgehalten werden und die Transformation in das Gauß - Krüger Koordinatensystem ermöglichen. Die Lage diente zum Erhalt der Höhendaten für die topographische Korrektur, die über die DGM-Daten ermittelt wurden. Das digitale Geländemodell DGM aus Laserscanbefliegungen (aus dem Jahr 2010) hat einen Gitterpunktweite von 1 m und eine Höhengenaugigkeit von $\pm 0,25$ m.

Im Zuge dieser Arbeit wurden die meisten Profile nach dem Common Offset angeordnet, um die Grenze zwischen Sedimenten und Festgestein bestimmen zu können. Zur Ermittlung der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Radarwellen v_{GPR} in der LIA-Moräne wurde auch ein Profil mittels CMP - Anordnung gemessen. Aufgrund eines defekten Kabels konnte keine Aussage über die Ausbreitungsgeschwindigkeit gemacht werden.

Vor dem Beginn jeder Messung wurden alle wichtigen Parameter über die Kontrolleinheit eingestellt bzw. überprüft wie etwa die Time Range (je nach Erkundungstiefe zwischen 100 und 600 ns) mit 2048 bzw. 1024 Samples/Scan, die Scan Rate mit 16 Bits/Scan.

Beim Aufnahmemodus wurde sowohl die punktweise als auch die kontinuierliche Aufzeichnung verwendet. Demensprechend musste die Geometrie auch unterschiedlich festgelegt werden. Bei der kontinuierlichen Aufzeichnung wurden die Antennen mit konstanter Schrittgeschwindigkeit nahe am Boden fortbewegt und durch Maßbandablesungen alle 5 m eine Markierung über einen Auslöseknopf im Radargramm gesetzt, um bei der Auswertung die Spurintervalle zuordnen zu können. Auf eine konstante Schrittgeschwindigkeit musste deshalb geachtet werden, weil der Spurabstand von der Geschwindigkeit abhängt, mit der die Antennen fort bewegt werden (der durchschnittliche Spurabstand betrug 0,025 m). Die punktweise Aufnahme erfolgte durch Absetzen der Sende- und Empfangsantenne in gewissen Abständen und Auslösen der Messung. Die Dipole wurden bei beiden Aufnahmemodi immer normal zur Profilrichtung ausgerichtet und hatten einen konstanten Offset von 3 m.

An der Messung waren stets drei Personen beteiligt, eine trug die Sendeantenne, die zweite die Empfangsantenne mit der Kontrolleinheit und die dritte protokollierte die Messung. Nach jeder Messung konnte das aufgezeichnete Radargramm am Monitor der Kontrolleinheit betrachtet werden bzw. die Aufzeichnung der Daten überprüft werden.

5.2.3 Datenbearbeitung

Die Datenauswertung¹ erfolgte mit dem Programm REFLEX¹, in das die aufgenommenen Daten von der Feldmessung (im Format Radan*.dzt) zunächst eingelesen und dann in einem programminternen Format (*.dat) für die weitere Bearbeitung abgespeichert wurden.

Da die Messanordnung nur Längen bis 100 m zuließ (Maßbandlänge), die Profillängen aber meist länger waren, mussten zunächst die einzelnen Teilprofile zusammen gefügt werden. Anschließend wurde die Startzeit verschoben (moving starttime), da durch die nicht immer direkte Ankopplung an den Untergrund die Ankunftszeit der reflektierten Welle geringfügig verzögert wird. Des Weiteren wurde eine Trapez-Bandpassfilterung (für die 25 MHz Antenne: 5 - 10 und 30 - 40; für die 60 MHz Antenne: 30 - 40 und 70 - 80), eine fk-Filterung (über die velocity range), eine AGC (Automatic Gain Control) mit einer Fensterlänge zwischen 150 – 200 ns angewendet. Wobei die Amplituden jeder Spur von einem Durchschnittswert

¹ Sandmeier Software REFLEX Version 7.0

überlagert werden, sodass Bereiche mit einem schwächeren Signal verstärkt werden. AGC verwendet den Mittelwert einer durchschnittlichen Amplitude von der zuvor gewählten fixen Fensterlänge entlang jeder Spur.

Einer der wichtigsten Parameter bei der Auswertung der Profile war es, die Radarwellengeschwindigkeit v_{GPR} zu ermitteln. Wie in Kapitel 5.2.2 bereits erwähnt konnte die Multioffset Messung, die auf der LIA-Moräne durchgeführt wurde nicht berücksichtigt werden. Auch waren bei den Radargrammen keine eindeutigen Diffraktionshyperbeln zu erkennen, die Rückschlüsse auf die EM - Wellengeschwindigkeit gegeben hätten. Aufgrund dessen wurden die Wellengeschwindigkeiten der verschiedenen Sedimentspeicherarten aus der Literatur HAUSMANN (2005) bzw. OTTO (2006) entnommen. Bei einzelnen Profilen, falls die Interpretation zu unsicher bzw. mehrdeutig war, wurden die detektierten Schichtgrenzen mit denen der Seismik verglichen. Entsprechend der vorher erwähnten Literatur wurden für die EM-Radarwellengeschwindigkeit v_{GPR} die Werte 0,11 m/ns für Moränen, 0,14 m/ns für Blockgletscher und 0,12 m/ns für Schuttkörper entnommen.

Für die Umrechnung von der beobachteten Laufzeit in die Tiefe wurde eine Time to depth conversion mit den jeweiligen Geschwindigkeiten durchgeführt und die Topographie mit der Static correction berücksichtigt.

5.3 Modellierung der Felsoberfläche

Als Eingangsdaten für die geometrische Modellierung des Felsverlaufs im Krummgampental werden die Ergebnisse der Seismik- und Georadaruntersuchungen, die sichtbare Felsoberfläche (Orthofoto vom Krummgampental), das digitale Geländemodell (DGM aus den Laserscandaten Tiris/Tirol) sowie die erweiterte geomorphologische Übersichtskarte von K. Krainer (siehe Abbildung 3) mit den in dieser Arbeit erstellten georeferenzierten Polygonen verwendet.

Der nächste Schritt war die Festlegung der Querprofile, wobei hier einerseits der Talweg bzw. die Fließrichtung des Gletschers, der das Krummgampental geformt hat, und andererseits die Lage der geophysikalischen Messprofile und die sichtbare Felsoberfläche zu beachten war. Die Querprofile bilden die Grundlage für die graphische Darstellung der Geländeschnitte. Diese ermöglichen in erster Linie eine Analyse der Grundform des glazigenen Tales, für die die Querprofile annähernd 90° zur Fließrichtung ausgerichtet worden sind. Abbildung 24 zeigt die Auswahl der Querprofile im Krummgampental, wobei wegen der Übersichtlichkeit in der Abbildung nur jedes zweite dargestellt ist. Insgesamt wurden 109 Querprofile im Krummgampental festgelegt. Der Abstand zwischen den Querprofilen wurde zwischen 20 – 40 m gewählt, dies war erforderlich aufgrund des teilweise sehr inhomogenen Felsverlaufs und des Bedarfs an genügend Stützwerten für das anschließende Interpolationsverfahren. Die Interpolation sollte sich stabil verhalten und somit ein plausibles Ergebnis für den Verlauf und die Form der Felsoberfläche liefern. Dementsprechend kann bei einem homogenen Flächenverlauf ein größerer Abstand zwischen den Querprofilen gewählt werden.

An den Querprofilen wurden Geländeschnitte gezeichnet, in denen der sichtbare Fels, die unterschiedlichen Sedimentspeicher und die Interpretation der Felstiefe an den Seismik- und Georadarprofilen farblich codiert worden ist (Abbildung 32). Bei der Modellierung des Felsverlaufes mit Hilfe der Splineinterpolation (siehe auch Kapitel 4.4.2) wurde mit jenen Querprofilen begonnen, von denen entweder möglichst viel Information über die jeweilige Felstiefe vorhanden war, wie in Bereichen von geophysikalischen Messprofilen, oder wo viel sichtbarer Fels zu erkennen war. Aus den Ergebnissen der geophysikalischen Untersuchung wurden Korrelationen bei den unterschiedlichen Sedimentklassen untersucht (siehe Kapitel 6.3), die zur Überbrückung jener Bereiche notwendig war, bei denen keine Messdaten vorhanden sind. Wo es keine oder nur sehr schwache Korrelationen gibt, wurden

durchschnittliche Felstiefen aus dem Mittelwert der auf den jeweiligen Untergrundklassen gemessenen geophysikalischen Profile für die jeweilige Sedimentklasse berechnet.

Auf Basis dieser Ergebnisse wurden in allen Geländeschnitten Stützstellen in regelmäßigen Abständen von ca. 20 m (horizontal Distanz) eingefügt. Bei einem sehr inhomogenen Oberflächenverlauf wurden gegebenenfalls die Abstände zwischen den Stützstellen verringert bzw. bei einem glatten Verlauf ein weiterer Abstand gewählt. Anschließend wurde zur Modellierung des Verlaufs der Felsoberfläche eine Splineinterpolation (siehe Kapitel 4.4.2) in allen Geländeschnitten durchgeführt. Bei jedem neu erstellten Geländeschnitt wurde auch der modellierte Felsverlauf mit bereits zuvor ausgewerteten Schnitten im Nahbereich verglichen, da hier ähnliche Formen zu erwarten waren.

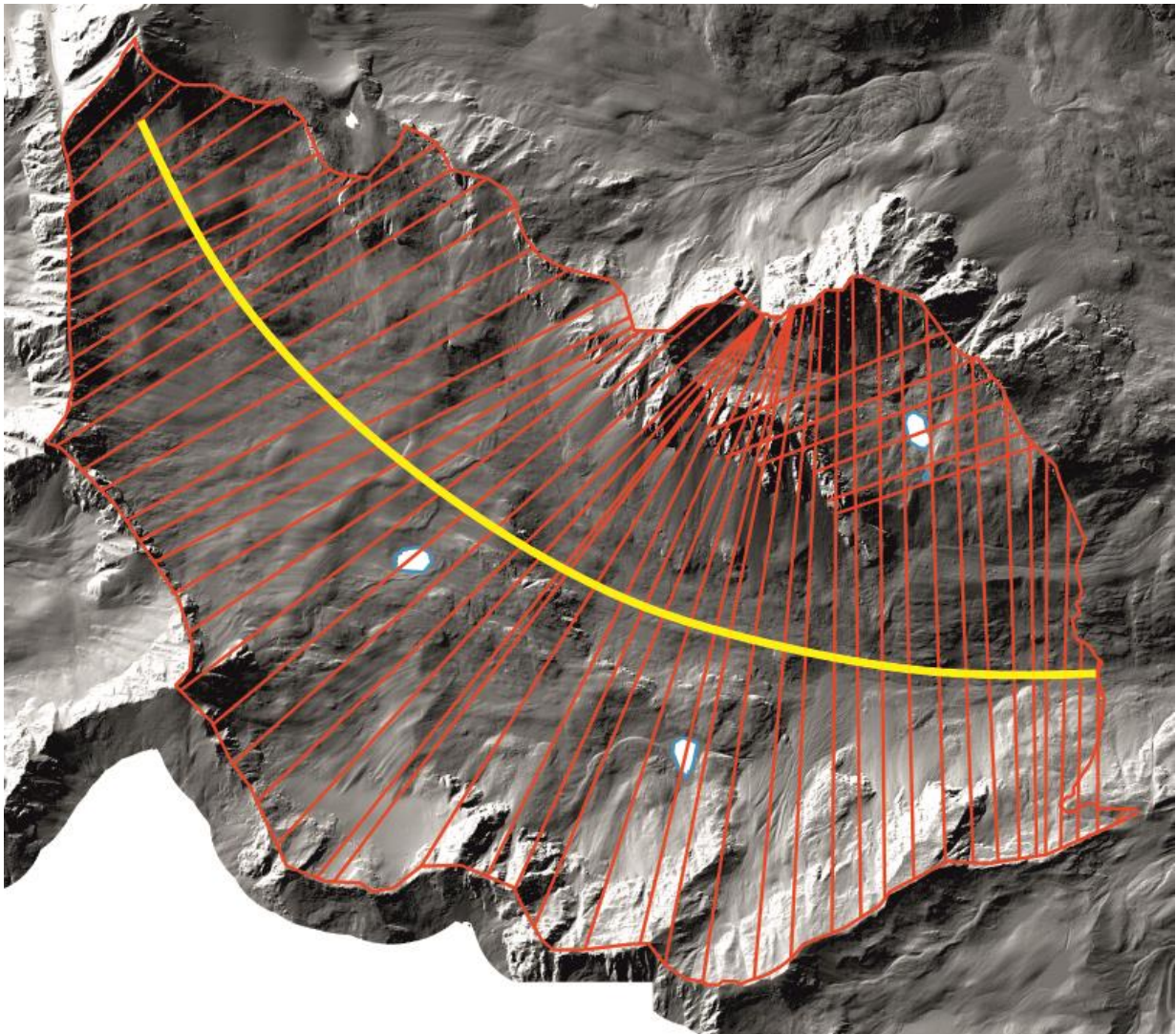


Abbildung 24: Ausgewählte Querprofile (rote Linien) zur geometrischen Abschätzung im Krummgampental für alle Untergrundklassen; zwecks Übersichtlichkeit ist in der Abbildung nur jedes zweite Profil dargestellt; die gelbe Linie stellt den ungefähren Verlauf des Talweges dar.

Nach der Modellierung des Felsverlaufes in den Geländeschnitten mittels kubischer Splinekurven wurde eine Punktwolke in Form von x, y, z Koordinaten erzeugt, in der die einzelnen Kurven von jedem erstellten Geländeschnitt alle zehn Meter gesampelt wurden. Diese Punktwolke wurde noch mit den Punkten der sichtbaren Felsoberfläche ergänzt, die über das DGM und die georeferenzierten Polygone gegeben sind. Es folgte die Anwendung des geostatistischen Interpolationsverfahren Kriging (siehe Kapitel 4.4.2), für das als Eingangsdaten die eben erwähnte Punktwolke diente. Abbildung 36 zeigt das bei der Interpolation der Felsoberfläche im Krummgampental erstellte Variogramm. Die eingestellten Parameter waren die Blanking Distanz mit 60 m, die Zellgröße mit 20 m für den Ausgaberraster und für das Modell wurde das „sphärische Semivariogramm Modell“ unter Berücksichtigung des Trends gewählt.

6 Ergebnisse

6.1 Seismik

Von den insgesamt 25 Seismikprofilen wurden auf den verschiedenen Sedimentspeicherarten, die im Krummgampental vorkommen 9 Profile auf Schuttkörpern, 6 auf Blockgletschern, 5 auf der Pre-LIA-Moräne und 4 auf der LIA-Moräne mit einer Gesamtlänge von 3130 m gemessen. In Tabelle 9 sind die Ergebnisse der seismischen Untersuchung zusammengefasst und im Folgenden separat dargestellt und beschrieben. Abbildung 25 zeigt ein Beispiel für die Darstellung der ausgewerteten Daten der 1D-Refraktionsseismik (Offset Bin Stack), der Tomographie und der 2D-Refraktionsseismik. Aufgrund der zahlreichen Profile wird nur ein repräsentatives Beispiel angeführt, die restlichen sind im Anhang zu finden.

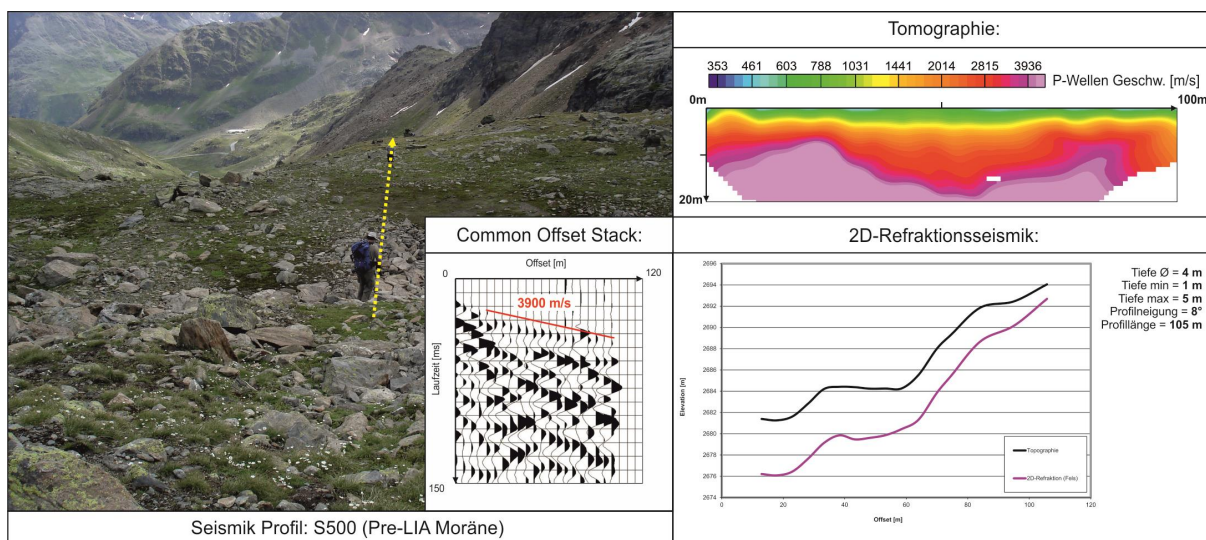


Abbildung 25: Darstellung der Ergebnisse der seismischen Datenauswertung für das Profil S500 auf der Pre-LIA-Moräne. Die Inserts zeigen die Auswertung von 1D Refraktionsseismik (Offset Bin Stack), 2D Ausschnitt einer Tomographie und 2D-Refraktionsseismik.

Die Ergebnisse werden pro Untergrundklasse (Festgestein, Blockgletscher, Schuttkörper (Talus), LIA-Moräne, Pre-LIA-Moräne) präsentiert:

Festgestein

Bei den drei seismischen Profilen S500, S2300 und S3800, die direkt auf oder nahe an Festgestein gemessen wurden ergaben die 2D-Refraktionsauswertungen mittlere P-Wellen Geschwindigkeiten zwischen 3800 m/s – 4100 m/s, die auch im Offset Bin Stack zu sehen waren. Auch die beiden berechneten Tomographien für die Profile S500 und S3800 zeigten einen starken Geschwindigkeitsgradienten bei ca. 3900 m/s. Bei allen drei Profilen wurden diese hohen Schichtgeschwindigkeiten als Festgestein interpretiert und sind auch laut Literatur kein Permafrost sondern Festgestein.

An den Profilen die sich auf der Untergrundklasse Festgestein befinden liegen die Felstiefen durchschnittlich bei 3,5 m und variieren zwischen 1 – 7 m.

Blockgletscher

Auf der Untergrundklasse Blockgletscher wurden insgesamt sieben Profile gemessen. Am Blockgletscher beim Verborgenen See wurden die drei Profile S600, S700 und S800 gemessen. Bei Profil **S600** und **S800** sind zwei Schichten zu erkennen. In der 2D-Refraktionsauswertung wurden Refraktorgeschwindigkeiten von 3800 m/s bzw. 3200 m/s von den jeweils schnelleren der beiden Schichten berechnet, die auch mit denen im Offset Bin Stack übereinstimmen. Durch diese für Fels grenzwertigen Refraktorgeschwindigkeiten wurden die Ergebnisse zur Untersuchung der Permafrostverteilung (siehe Abbildung 26) herangezogen. Aufgrund dieser Untersuchung, die auf Permafrost hindeuten, und auch einer über die Blockgletscherstirn gemessene mindest Überlagerung von ~ 6 m in diesem Bereich wurde hier kein Festgestein interpretiert. Der Vergleich mit dem Georadarprofil G010 zeigt, dass hier der Fels wahrscheinlich in durchschnittlich 15 m Tiefe liegt.

Hingegen zeigt Profil **S700**, dass an der östlichen Stirn des Blockgletschers eine Schicht mit 4000 m/s, die sowohl bei der 2D-Refraktionsauswertung als auch im Offset Bin Stack zu sehen ist. Hier ist die Felstiefe in durchschnittlich 7 m Tiefe interpretiert.

Etwas weiter westlich des vorher beschriebenen Blockgletschers wurde das Profil **S2900** auf dem benachbarten Blockgletscher gemessen und zeigt eine Schicht mit einer seismischen Geschwindigkeit von etwa 4000 m/s. Aufgrund der wGST Temperaturmessungen von -3,3° C,

der Blockgletscher Stirnhöhe von 9 m und des oberflächennahen Verlaufes von durchschnittlich 3 m Tiefe ist dieser schnelle Refraktor nicht als Fels interpretiert worden.

Am untersten Blockgletscher im Untersuchungsgebiet am Taleingang des Krummgampentales wurden die Profile S900, S1000 und S2600 gemessen. Bei Profil **S900** wurden die gepickten Ersteinsätze in einem Laufzeitdiagramm eingezeichnet, in dem zwei Schichten mit $v_0 = 550$ m/s und $v_1 = 1470$ m/s über eine Ausgleichsgerade bestimmt worden sind. Über die Interceptzeit t_i wurde für die zweite Schicht eine Tiefenlage von 8,6 m berechnet, die aber wegen der niedrigen Geschwindigkeit von 1470 m/s nicht dem Fels zugeordnet wird. Weil die Ersteinsätze aufgrund der stark verrauschten Daten nicht gepickt werden konnten, war es weder möglich eine 2D-Refraktionsauswertung noch eine Tomographie zu berechnen.

Beim Profil **S1000** zeigen sich im Offset Bin Stack und in der 2D-Refraktion zwei Schichten mit $v_1 = 2300$ m/s für die zweite Schicht. Aufgrund dieser, für Fels zu niedrigen Geschwindigkeit, und weil keine weitere Schicht mit einer höheren Geschwindigkeit > 4000 m/s zu erkennen ist, kann hier kein Fels interpretiert werden. Wahrscheinlicher ist in diesem Fall die Überlagerung der Pre-LIA-Moräne durch den Blockgletscher und die Abzeichnung der Schichtgrenze im Seismogramm.

Die 2D-Refraktionsauswertung von Profil **S2600** zeigt ebenso wie der Offset Bin Stack einen 2-Schichtfall. Die schnellere Schicht hat eine Refraktorgeschwindigkeit von 2100 m/s und eine Tiefe zwischen 1 – 10 m, die nicht als Fels interpretiert wird. In der Tomographie sind im oberen und unteren Teil zwei Bereiche mit hohen Geschwindigkeiten von bis zu 3900 m/s zu erkennen, die aufgrund der wGST Temperaturen von $-3,6^\circ$ C im unteren und $-2,1^\circ$ C im oberen Teil auf ein Permafrostvorkommen hindeuten. Eine Schicht, die als Festgestein interpretiert werden kann, ist auch in der Tomographie nicht zu sehen.

Bei den Blockgletschern konnte die Tiefe zum Festgestein nur am Profil S700 mit Sicherheit bestimmt werden und variierte hier zwischen 6 – 7 m Tiefe.

Schuttkörper (Talus)

Auf der Untergrundklasse Schuttkörper wurden insgesamt acht Profile gemessen. Die Profile S1100 und S2100 sind ca. 100 m voneinander entfernt und liegen beide auf grünbewachsenen Schuttkörpern, die nach Norden ausgerichtet sind. In der 2D-Refraktionsauswertung von Profil **S1100** sind drei Schichten mit Refraktorgeschwindigkeiten von $v_0 = 510$ m/s $v_1 = 1300$ m/s und $v_2 = 3300$ m/s zu erkennen die auch im Offset Bin Stack bestätigt werden. Die Schicht mit der Geschwindigkeit $v_2 = 3300$ m/s liegt in durchschnittlich 13 m Tiefe und wurde nicht als Festgestein interpretiert. In der Tomographie ist zwar in einer Tiefe von 17 m eine Schicht mit einer Geschwindigkeit von 3800 m/s zu sehen, aufgrund der kalten wGST-Temperaturen von $-4,4^\circ$ C im unteren und $-2,8^\circ$ C im mittleren Teil wird hier aber eher von Permafrost ausgegangen und nicht von Festgestein.

Bei Profil **S2100** wurden über den Offset Bin Stack zwei Schichten mit $v_0 = 650$ m/s und $v_1 = 2500$ m/s detektiert. Die Tomographie von Profil S2100 zeigt, dass hier eine Zone mit hohen Geschwindigkeiten zwischen 3400 – 3900 m/s bis ungefähr zur Mitte des Profils in einem Offsetbereich zwischen 50 – 60 m vorhanden ist und dabei Tiefen bis zu 15 m erreicht. Unterhalb dieser Zone sind aber wieder niedrigere Geschwindigkeiten von 2300 m/s zu sehen. Ebenso ist aufgrund der wGST-Messungen von $-6,1^\circ$ C im unteren und $-2,8^\circ$ C im mittleren Teil hier von einem Permafrostvorkommen auszugehen.

Auf dem langen nach Norden exponierten Schuttkörper unterhalb vom Weißseejoch (2965 m) wurden die Profile S2700 und S3700 gemessen. Bei Profil **S2700** liegt ein 2-Schichtfall vor und zeigt im Offset Bin Stack eine Geschwindigkeit von $v_1 = 3900$ m/s und bei der 2D-Refraktionsauswertung $v_1 = 4000$ m/s. Diese hohe Geschwindigkeit und auch der für Permafrost zu hohe wGST von $-0,4^\circ$ C im unteren und $-0,8^\circ$ C im oberen Teil begründet hier Festgestein in einer Tiefe von durchschnittlich 13 m. Auch die Ergebnisse vom GPR-Profil 12 stimmen mit dem von Profil S2700 überein und unterscheiden sich hier um maximal 3 m in der Tiefe der interpretierten Felshorizonte.

Das Profil **S3700** zeigt in der 2D-Refraktionsauswertung zwei Schichten mit $v_1 = 3800$ m/s für die schnellere untere Schicht in Tiefenlagen von durchschnittlich 18 m, die als Festgestein interpretiert wurde.

Das Profil **S2800** daneben zeigte insgesamt drei Schichten in der 2D-Refraktion und im Offset Bin Stack, mit $v_0 = 600$ m/s, $v_1 = 1000$ m/s und $v_3 = 3400$ m/s, wobei die tiefste Schichtgrenze in bis zu 26 m Tiefe liegt. In der Tomographie ist im unteren Bereich bis zu einem Offset von 40 m eine Zone mit Geschwindigkeiten von bis zu 3600 m/s zu sehen. Die wGST-Messungen entlang des Profils liegen im unteren Teil bei $-5,5^\circ$ C, weshalb hier von einem Permafrostvorkommen auszugehen ist.

Die Profile S1700, S2200 und S3200 wurden auf den nach Süden exponierten Schuttkörpern gemessen. Bei **S1700** ist im Offset Bin Stack und in der 2D-Refraktion ein 2-Schichtfall zu sehen mit einer Geschwindigkeit $v_1 = 3600$ m/s für die tiefere Schicht, die am Beginn bei 9 m und ab der Mitte bis auf eine maximale Tiefe von 13 m abtaucht, was auch mit der berechneten Tomographie übereinstimmte. Die wGST liegen im unteren Teil bei $-6,2^\circ$ C und im mittleren Teil bei $-4,4^\circ$ C und im oberen Teil bei $-0,8^\circ$ C. Dies deutet auf eine Permafrostverbreitung bis zur Mitte des Profils hin.

Profil **S2200** zeigte im Offset Bin Stack und in der 2D-Refraktionsauswertung ebenfalls zwei Schichten mit $v_1 = 2700$ m/s. Die Tomographie zeigt eine Zone mit einer höheren Geschwindigkeit von 3500 m/s, die zwischen 5 – 10 m Tiefe und bis etwa zur Mitte des Profils (Offset bis 70 m) zu sehen ist. Diese Zone deutet sehr auf einen Eiskörper hin und wurde auch in Tabelle 6 mit Permafrost „possible“ klassifiziert. Aufgrund der Tomographie wurde der Fels ab der Mitte in einer Tiefe von durchschnittlich 20 m über die Kontur, die eine Geschwindigkeit von 3600 m/s aufweist, interpretiert.

Für Profil **S3200** lassen die 2D-Refraktionsauswertung und im Offset Bin Stack keine Rückschlüsse auf Fels zu. Aber in der Tomographie war ein ähnliches Bild wie bei Profil S2200 zu sehen. Hier ist erst ab der Mitte (Offset 100 m) der Fels in einer durchschnittlichen Tiefe von 25 m interpretiert worden. Im unteren bis mittleren Teil ist ebenfalls von einem Permafrostvorkommen auszugehen.

Die Schuttkörper überlagern das Festgestein durchschnittlich mit 19 m und variieren zwischen 7 – 25 m Tiefe.

LIA-Moräne

Auf der LIA-Moräne wurden insgesamt vier Seismikprofile gemessen (S1800, S1900, S2400 und S3000). Die Profile S1800, S1900 und S2400 befinden sich alle drei auf der oberen LIA-Moräne in der Nähe des Moränenwalls. Profil S3000 befindet sich auf der LIA-Moräne, die südlich in etwa der Mitte des Krummgangpentaales unterhalb der Hennesigspitze (3141 m) liegt. Bei Profil **S1800**, das direkt über den Moränenwall geht, sind sowohl in der 2D-Refraktionsauswertung als auch im Offset Bin Stack 3 Schichten zu sehen mit $v_0 = 550$ m/s, $v_1 = 2700$ m/s und $v_3 = 5300$ m/s. Die Schicht mit der schnellen Geschwindigkeit von 5300 m/s wurde als Festgestein interpretiert, die auch durch die Tomographie bestätigt wurde. Auch im GPR-Profil 2 sind diese Schichtgrenzen deutlich zu sehen und bestätigen die Ergebnisse der Seismik. Die Tiefe zum Festgestein beträgt hier durchschnittlich 26 m und variiert zwischen 9 – 34 m.

Profil **S1900** zeigte im Offset Bin Stack und bei der 2D-Refraktionsauswertung einen 2-Schichtfall. Die Geschwindigkeit von der zweiten Schicht ist mit 3850 m/s zwar grenzwertig für Festgestein. Trotzdem ist hier der Fels in bis zu 14 m interpretiert worden. Profil **S2400** wurde eine 2D-Refraktionsauswertung durchgeführt und ein Offset Bin Stack bestimmt. Hier liegt ebenfalls ein 2-Schichtfall vor mit einer Geschwindigkeit der zweiten Schicht von 3800 m/s. Da in diesem Bereich kein Permafrost zu erwarten ist, wurde diese Schicht, die sich durchschnittlich in 11 m Tiefe befindet, als Festgestein interpretiert. Die 2D-Refraktionsauswertung und der Offset Bin Stack von Profil **S3000** zeigten einen 2-Schichtfall, wobei die untere Schicht eine Geschwindigkeit $v_1 = 3700$ m/s aufweist und in einer Tiefe von durchschnittlich 4 m liegt. In der Tomographie dagegen sind Geschwindigkeiten > 4000 m/s ab einer Tiefe von 20 m zu sehen. Die wGST-Messungen zeigen eine mittlere Temperatur von $-4,8^\circ\text{C}$ in der Mitte des Profils, die auf Permafrost hindeutet. Hier wurde der Übergang zum Festgestein in der Tomographie ab einer Geschwindigkeit > 4000 m/s in durchschnittlich 20 m Tiefe eingezeichnet.

Über die Seismik konnten bei der Untergrundklasse LIA-Moräne Tiefen zum Festgestein von bis zu 34 m interpretiert werden. Die durchschnittliche Überlagerung liegt bei 16 m und variiert zwischen 2 – 34 m.

Pre-LIA-Moräne

Insgesamt drei Profile S2500, S3100 und S3900 wurden auf dieser Untergrundklasse gemessen und liegen alle im mittleren Teil der Pre-LIA Moräne am Krümmgampenbach. Bei Profil **S2500** wurde eine 2D-Refraktionsauswertung und ein Offset Bin Stack berechnet. Es handelt es um einen 2-Schichtfall mit einer schnellen unteren Schicht mit $v_1 = 4700$ m/s in durchschnittlich 5 m Tiefe, die als Festgestein interpretiert worden ist. Auch die Tomographie bestätigte dieses Ergebnis. Profil **S3100**, das etwas weiter talaufwärts von Profil S2500 liegt, zeigte einen 3-Schichtfall mit einer ähnlich schnellen Geschwindigkeit für die unterste detektierte Schicht mit 4200 m/s. Diese Schicht wurde als Festgestein ausgelegt und liegt durchschnittlich in 14 m Tiefe. Bei Profil **S3900** ist nach der 2D-Refraktionsauswertung und auch im Offset Bin Stack ein 2-Schichtfall zu sehen. Die für Fels eher zu niedrige Geschwindigkeit von 3600 m/s lässt hier keine Interpretation auf einen Felsverlauf zu. In der Tomographie hingegen sind schnelle Geschwindigkeiten von über 4000 m/s in einer durchschnittlichen Tiefe von 12 m zu sehen, die dem Fels zugeordnet worden sind.

Seismik (25 Profile)												
Profile	Geophone	Profillänge [m]	Schichten	P - Wellen Geschwindigkeit			Tomo (Hole)	Sedimentklasse	Mittelwert Tiefe zum Fels[m]	Min / Max Tiefe zum Fels [m]	Vergleich mit Georadar	
				v_0 [m/s]	v_1 [m/s]	v_2 [m/s]						
S500	4	105	2	1000	3900	-	ja	Festgestein	4	1 / 5	-	
S600	4	100	2	940	3800	-	-	Block	-	-	-	
S700	4	93	2	410	4000	-	-	Block	7	6 / 7	-	
S800	4	100	2	700	3200	-	-	Block	-	-	GPR10	
S900	4	100	-	-	-	-	-	Block	-	-	-	
S1000	4	100	2	360	2300	-	-	Block	-	-	-	
S1100	4	96	3	510	1300	3300	ja	Schutt	-	-	-	
S1700	12	100	2	530	3600	-	ja	Schutt	-	-	-	
S1800	12	100	3	550	2700	5300	ja	LIA-Moräne	26	9 / 34	GPR2	
S1900	12	100	2	590	3850	-	ja	LIA-Moräne	6	2 / 14	-	
S2100	12	120	?	650	2500	-	ja	Schutt	-	-	-	
S2200	12	150	?	480	2700	-	ja	Schutt	20	-	-	
S2300	12	162	2	600	4100	-	-	Festgestein	2	1 / 4	-	
S2400	12	127	2	590	3800	-	-	LIA-Moräne	11	7 / 13	GPR4	
S2500	12	165	2	570	4700	-	ja	Pre-LIA-Moräne	5	1 / 6	GPR5	
S2600	12	160	2	580	2100	-	ja	Block	-	-	-	
S2700	12	130	2	560	4000	-	ja	Schutt	13	7 / 16	GPR12	
S2800	12	160	3	600	1000	3300	ja	Schutt	22	16 / 26	-	
S2900	12	156	2	320	4000	-	-	Block	-	-	-	
S3000	12	180	2	510	3700	-	ja	LIA-Moräne	20	-	-	
S3100	12	120	3	580	1800	4200	-	Pre-LIA-Moräne	14	10 / 18	-	
S3200	12	200	2	440	3300	-	ja	Schutt	25	-	-	
S3700	12	100	2	590	3800	-	-	Schutt	18	15 / 21	-	
S3800	12	100	2	575	3800	-	ja	Festgestein	5	3 / 7	-	
S3900	12	106	2	400	3600	-	ja	Pre-LIA-Moräne	12	-	GPR8	

Tabelle 9: Zusammenfassung aller Ergebnisse der gemessenen Seismik-Profile im Krümmgampental. Die P-Wellen Geschwindigkeiten $v_0 - v_2$ entsprechen dem 2- oder 3-Schichtfall aus der 2D-Refraktionsauswertung mit der ProMAX. Weiteres sind die bestimmten mittleren Tiefen zum Festgestein und dessen Extrema mit min/ max angeführt. Zu Vergleichszwecken sind die GPR-Profile, die in der Nähe des jeweiligen Seismikprofils liegen aufgelistet.

6.2 Georadar

Insgesamt wurden 12 Georadarprofile mit einer Gesamtlänge von 3280 m auf den unterschiedlichen Sedimentspeicherarten verteilt gemessen, davon 4 Profile auf der LIA-Moräne, 4 auf der Pre-LIA-Moräne, 3 auf Blockgletschern und 1 auf einem Schuttkörper. In Tabelle 10 sind die Ergebnisse der einzelnen Georadarprofile zusammengefasst. Abbildung 27 zeigt das unmigrierte Radargramm nach der Signalbearbeitung und der topographischen Korrektur mit den identifizierten Strukturen vom Festgestein bzw. im oberflächennahen Bereich (bis 5 m) die Grenze zwischen Schuttüberlagerung und LIA-Moräne. Aufgrund der zahlreichen Profile wird hier ein repräsentatives Beispiel gezeigt, die restlichen sind im Anhang zu finden.

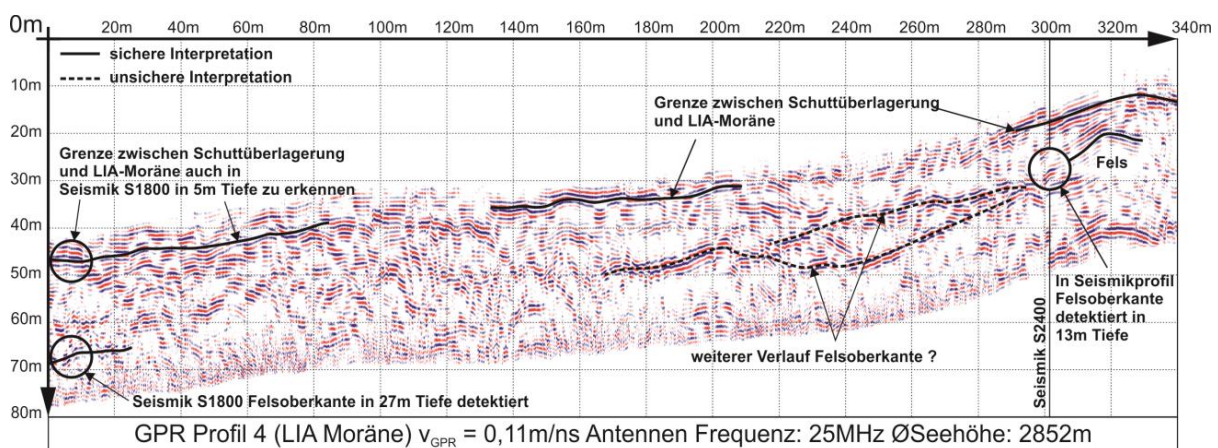


Abbildung 27: In der Abbildung ist das unmigrierte nach der Signalbearbeitung und auf die Topographie bezogene Radargramm von Profil G004 auf der LIA-Moräne zu sehen. Hier sind auch die interpretierten Reflektoren dargestellt.

Die Ergebnisse werden pro Untergrundklasse (Blockgletscher, Schuttkörper (Talus), LIA-Moräne, Pre-LIA-Moräne) präsentiert:

Blockgletscher

Auf dieser Sedimentspeicherart wurden die drei Profile, G009, G010 und G011 gemessen und liegen alle auf dem Blockgletscher, oberhalb des Verborgenen Sees. In Profil **G009** sieht man einen kontinuierlich verlaufenden Reflektor mit starken Amplituden bis zu einem Profilmeter

von 60 m in einer durchschnittlichen Tiefe von 8 m, der als Übergang zwischen Sediment zu Festgestein interpretiert wurde. Diese Interpretation stimmt auch am Kreuzungspunkt mit dem Ergebnis vom Seismikprofil S700 überein. Der weitere Verlauf konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden, da auch das Seismikprofil S800 keine sichere Felsidentifikation, aufgrund des Permafrostvorkommen, zulässt.

Bei Profil **G010** ist ein Reflektor in durchschnittlich 16 m Tiefe zu sehen, der entweder vom Fels oder Permafrostkörper stammen kann. Auch im Seismikprofil S800 gibt es aufgrund des Permafrostvorkommens keine Felsidentifikation.

Im Radargramm von Profil **G011** ist ein kontinuierlicher Reflektor zu sehen. Allerdings variiert hier die Interpretation zwischen ± 3 m, weil hier keine eindeutige Amplitude identifiziert werden kann und deshalb gemittelt wurde. Am Kreuzungspunkt mit dem Seismikprofil S700 beim Profilmeter von 50 m lässt sich im Radargramm ein Reflektor wahrnehmen, allerdings liegt dieser in einer Tiefe von ca. 12 m und nicht wie in der Seismik in einer Tiefe von 7 m.

Die durchschnittliche Tiefe zum Festgestein ist bei den Blockgletschern 12 m.

Schuttkörper (Talus)

Das Profil **G012** wurde auf dem nach Norden exponierten langen Schuttkörper unterhalb vom Weißseejoch (2965 m) gemessen und ist das einzige GPR-Profil auf dieser Untergrundklasse. Über den Vergleich mit dem Seismikprofil S2700 lässt sich eine Schichtgrenze in durchschnittlich 15 m Tiefe verfolgen, die als Übergang zwischen Schuttkörpermaterial und Festgestein interpretiert wird. Der zweite Reflektor, der im Radargramm in einer Tiefe von ca. 10 m zu sehen ist, kann als Übergang von lockerem zu kompakterem Schuttmaterial erklärt werden.

LIA-Moräne

Auf der LIA-Moräne wurden insgesamt vier Profile gemessen. Profil **G001**, das über den Moränenwall verläuft, zeigt im oberflächennahen Bereich nach den ersten 5 m einen kontinuierlich verlaufenden Reflektor, der auf einen Übergang zwischen grobblockigen Sedimenten hin zur kompakteren LIA-Moräne schließen lässt. In durchschnittlich 28 m Tiefe ist ein zweiter Horizont zu sehen, der auf Fels hindeutet, der sich erst bei der Betrachtung von Messprofil G002 bestätigt. Profil **G002** ist in guter Übereinstimmung mit dem seismischen Profil

S1800, das ab dem Profilmeter von 190 m einen identen Profilverlauf hat. In beiden Profilen sind zwei Schichtgrenzen zu erkennen, von denen die untere in durchschnittlich 26 m Tiefe auf Fels schließen lässt, da speziell die seismische Geschwindigkeit mit 5300 m/s sehr hoch ist, und diese nur bei Festgestein zu finden ist (siehe Tabelle 7). Der oberflächennahe Reflektor in durchschnittlich 5 m Tiefe dagegen wird dem Übergang zwischen grobblockigeren Sedimenten zu kompakterem Sedimentmaterial der LIA-Moräne zugeordnet, aber auch ein Permafrostkörper ist nicht auszuschließen, obwohl die BTS Temperaturdaten von Logger Nr.22 (siehe Tabelle 6) hier nicht eindeutig ein Permafrostvorkommen erwarten lässt.

Das längste Profil ist mit Abstand **G003** mit einer Länge von 850 m. Am Anfang des Profils liegt der Fels sehr seicht in 2 m Tiefe, die auch vom Seismikprofil S2300 bestätigt werden konnte. Bis zum Profilmeter von 260 m ist ein kontinuierlicher Verlauf der Felsoberkante im oberflächennahen Bereich mit durchschnittlich 5 m zu sehen, danach beginnt der Moränenwall und hier zeigt sich im Radargramm, dass die Überlagerung deutlich zunimmt mit bis zu 20 m Mächtigkeit. Ab dem Profilmeter 360 m ist kein klar definierter Felsverlauf mehr zu erkennen. Erst gegen Ende ab dem Profilmeter von 760 m ist ein auftauchender Reflektor in einer Tiefe von 16 m zu erkennen, die hier als Felsoberkante angenommen wird, da er auch mit dem Felsverlauf der sichtbaren Felsoberfläche plausibel ist.

Profil **G004** kann am Anfang mit dem Seismikprofil S1800 und am Ende bei Profilmeter 300 m mit dem Seismikprofil S2400 in Bezug gesetzt werden. Am Anfang von Profil G004 wird die Felsoberkante in einer Tiefe von 27 m bis zum Profilmeter 25 m wahrgenommen, jedoch ist der weitere Verlauf der Grenze zwischen LIA-Moräne und Festgestein nicht mehr klar zu erkennen. Im Bereich zwischen Profilmeter 20 m und 160 m sind sehr viele Reflexionen zu sehen, die wahrscheinlich vom LIA-Moränenmaterial mit grob blockigen Einschlüssen stammen können. Ab dem Profilmeter 160 m erscheint wieder ein eindeutiger Reflektor, der auf Festgestein hindeutet, der ab dem von Profilmeter 300 m durch das Seismikprofil S2400 bestätigt wird. Im Radargramm ist auch ein fast kontinuierlicher Reflektor in einem Tiefenbereich von durchschnittlich 6 m über die ganze Profillänge zu erkennen, der vom Übergang zwischen grobblockigen Sedimenten hin zu kompakterem LIA-Moränenmaterial hervorgerufen wird.

Auf der LIA-Moräne wurden Sedimentmächtigkeiten von durchschnittlich 22 m gemessen.

Pre-LIA-Moräne

Auf dieser Untergrundklasse wurden die Profile G005, G006, G007 und G008 gemessen. Im Profil **G005** sind zu starke Störsignale vorhanden, die durch die Datenbearbeitung nicht ausreichend reduziert werden konnten. Daraus folgernd können hier keine Schichtgrenze detektiert werden. Auch der Vergleich mit dem Seismikprofil S2500 mit fast identischem Profilweg, bei dem die Felsschicht in durchschnittlich 5 m Tiefe ist, konnte die Interpretation des Radargrammes nicht unterstützen.

Das Profil **G006** zeigt einen kontinuierlichen verlaufenden Reflektor mit starken Amplituden, die bis in eine Tiefe von 5 m am Anfang und 8 m am Ende zu sehen sind. Dieser Reflektor wurde als Schichtgrenze zwischen Pre-LIA-Moräne und Festgestein interpretiert. Am Beginn wird diese Interpretation auch vom Seismik Profil S2500 bestätigt. Im Radargramm von Profil **G007** ist ein kontinuierlich verlaufender Refraktor mit starken Amplituden bis in eine Tiefe von durchschnittlich 8 m zu sehen. Ab da wo die Amplituden schwächer werden, wurde die Grenze zwischen Pre-LIA-Moränenmaterial und Festgestein interpretiert. Am Anfang des Profils konnte dies mit dem Seismikprofil S3900 und dem GPR-Profil G008 bestätigt werden, sowie am Ende mit Profil G006. Bei Profil **G008** konnte erst über den Vergleich mit dem Seismikprofil S3900 der Verlauf der Schichtgrenze zwischen Pre-LIA-Moräne und Festgestein interpretiert werden. Die Tomographie zeigte den Verlauf von dieser Grenze in durchschnittlich 12 m Tiefe, der im Radargramm als stückweise verlaufender Refraktor zu sehen ist. Ab dem Profilmeter von 150 m steigt dieser bis zum Profilende von 12 m Tiefe bis auf 5 m unterhalb der Oberfläche auf.

Die durchschnittliche Sedimentüberlagerung der Untergrundklasse Pre-LIA-Moräne beträgt 9 m.

Georadar (12 Profile)						
Profile	Profillänge [m]	Antennen Frequenz [MHz]	v_{GPR} [m/ns]	Sedimentklasse	durchschnittl. Tiefe zum Fels [m]	Vergleich mit Seismik Profil
GPR1	300	25	0,11	LIA-Moräne	28	-
GPR2	300	25	0,11	LIA-Moräne	26	S1800
GPR3	850	60	0,11	LIA-Moräne	16	-
GPR4	300	25	0,11	LIA-Moräne	19	S2400
GPR5	150	60	0,11	Pre-LIA-Moräne	-	S2500
GPR6	200	60	0,11	Pre-LIA-Moräne	7	-
GPR7	200	60	0,11	Pre-LIA-Moräne	8	-
GPR8	200	60	0,11	Pre-LIA-Moräne	12	S3900
GPR9	250	25	0,14	Block	8	-
GPR10	230	25	0,14	Block	16	S800
GPR11	100	25	0,14	Block	12	-
GPR12	200	25	0,12	Schutt	15	S2700

Tabelle 10: Ergebnisse der GPR-Messungen für die einzelnen Profile der Sedimentklassen mit der EM-Wellengeschwindigkeit v_{GPR} , die durchschnittliche Tiefe zum Festgestein und für Vergleichszwecke Verweis auf Seismikprofile.

6.3 Modellierung der Felsoberfläche

Im Folgenden werden für die jeweilige Sedimentspeicherart sowohl die Ergebnisse der Korrelationen zwischen den geophysikalisch gemessenen Felstiefen und anderen Parametern, sowie auch Kriterien, die für die Abschätzung der Tiefe zum Festgestein verwendet wurden, gezeigt. Des Weiteren wird für jede Untergrundklasse ein Modellierungsergebnis anhand eines Geländeschnittes gezeigt.

In Abbildung 28 wird das Ergebnis der Korrelation zwischen Profilneigung¹ und gemessener Tiefe zum Festgestein für alle Untergrundklassen gezeigt. Als Maß für den Grad des linearen Zusammenhanges wurde der dimensionslose Pearson-Koeffizient angegeben, der Werte zwischen -1 und +1 annehmen kann. In den folgenden Abbildungen ist dieser Koeffizient quadriert mit R^2 angegeben. Aus geomorphologischer und geometrischer Sicht ist bei den Schuttkörpern die Tendenz zu erwarten, dass je steiler die Schuttkörper sind, desto größer sind ihre Mächtigkeiten, was sich auch in der Untersuchung mit $R^2 = 0,63$ bestätigt wurde. Allerdings wurde dieser Zusammenhang aufgrund der besseren Korrelation zwischen Schuttkörperlänge und Schuttkörpertiefe (siehe Folgeseite) nicht bei der Abschätzung der Felstiefe verwendet.

Aufgrund des strukturellen Aufbaus und des dynamischen Verhaltens eines aktiven Blockgletschers ist zu erwarten, dass je steiler der Blockgletscher ist, desto geringer wird seine Mächtigkeit (HAUSMANN et al., (2012)). Die Untersuchungen in dieser Arbeit zeigen entgegen den Erwartungen einen linearen Zusammenhang mit $R^2 = 0,74$. Der Grund dafür könnte sein, dass die Daten nur von einem Blockgletscher stammen und dieser im Übergang zu einem inaktiven Stadium ist, wo die Blockgletscherzunge aufgrund des wegschmelzenden Eiskernes zusammenfällt. Diese Korrelation wurde daher auch nur im Bereich dieses Blockgletschers beachtet.

Bei der LIA- und Pre-LIA-Moräne ist hier kein linearer Zusammenhang zu erwarten, was sich in den Untersuchungen mit einem Wert von $R^2 = 0,01$ (LIA-Moräne) bzw. $R^2 = 0,11$ (Pre-LIA-Moräne) bestätigte.

¹ Profilneigung = die Geländeneigung auf der das Profil gemessen wurde.

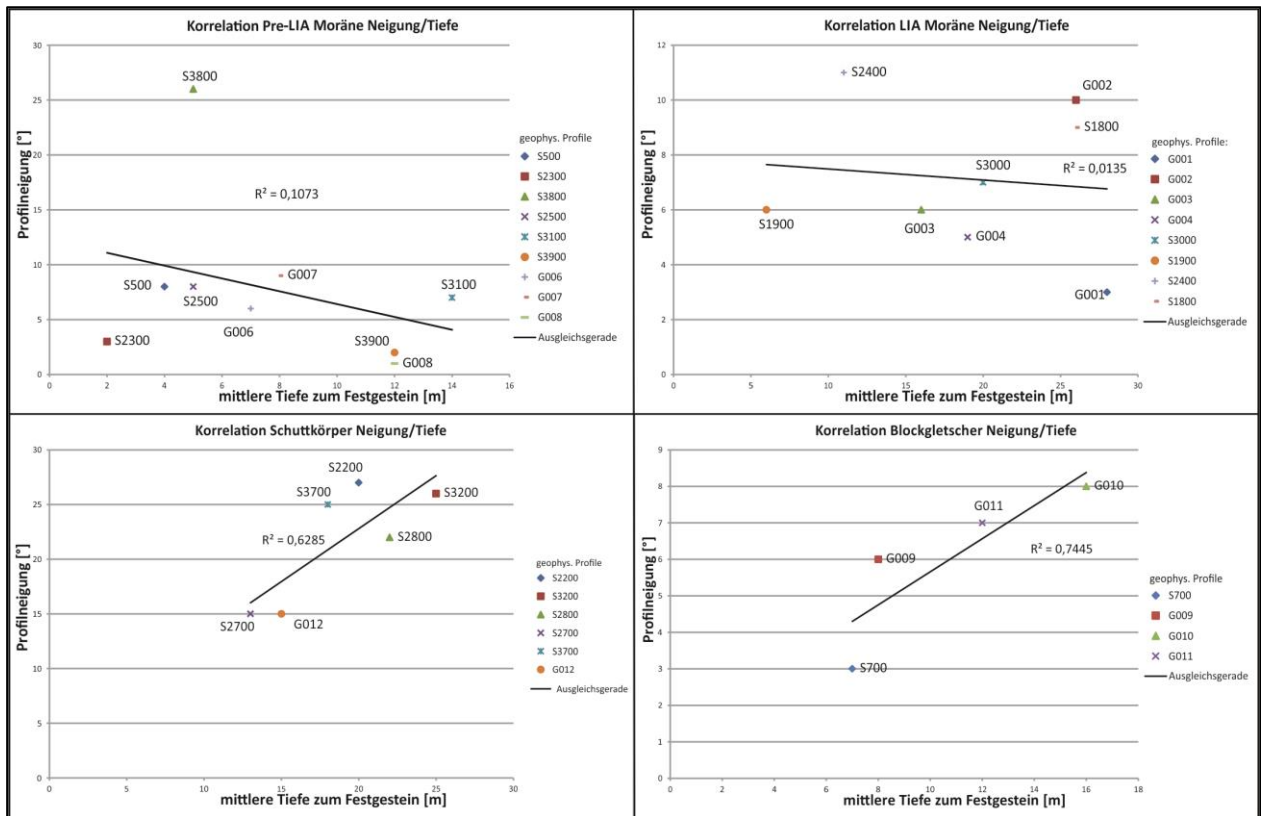


Abbildung 28: Korrelation zwischen der Profilneigung und der geophysikalisch gemessenen, mittleren Tiefe zum Festgestein für alle Untergrundklassen im Krummgampental

Blockgletscher

Der Zusammenhang zwischen Blockgletscherlänge und Blockgletschertiefe konnte nicht durchgeführt werden, weil die Messung der Blockgletscherlänge nicht möglich war. Im Orthofoto ist zwar über die Blockgletscherstirn die untere Grenze definiert, aber die obere Grenze dagegen nicht eindeutig auf den Orthofotos zu erkennen.

Speziell bei den Blockgletschern wurde folgendes Kriterium für die Abschätzung der Sedimentmächtigkeit von NYENHUIS (2005) beschrieben. Bei diesem wird von einem Mindestwert für die Überlagerung ausgegangen, der über die Stirnhöhe des Blockgletschers zu berechnen ist. Diese Stirnhöhe ist in den Geländeschnitten für jeden Blockgletscher ermittelt worden und wurde bei der Interpretation der Felstiefe schon bei der geophysikalischen Datenauswertung berücksichtigt (siehe Abbildung 29).

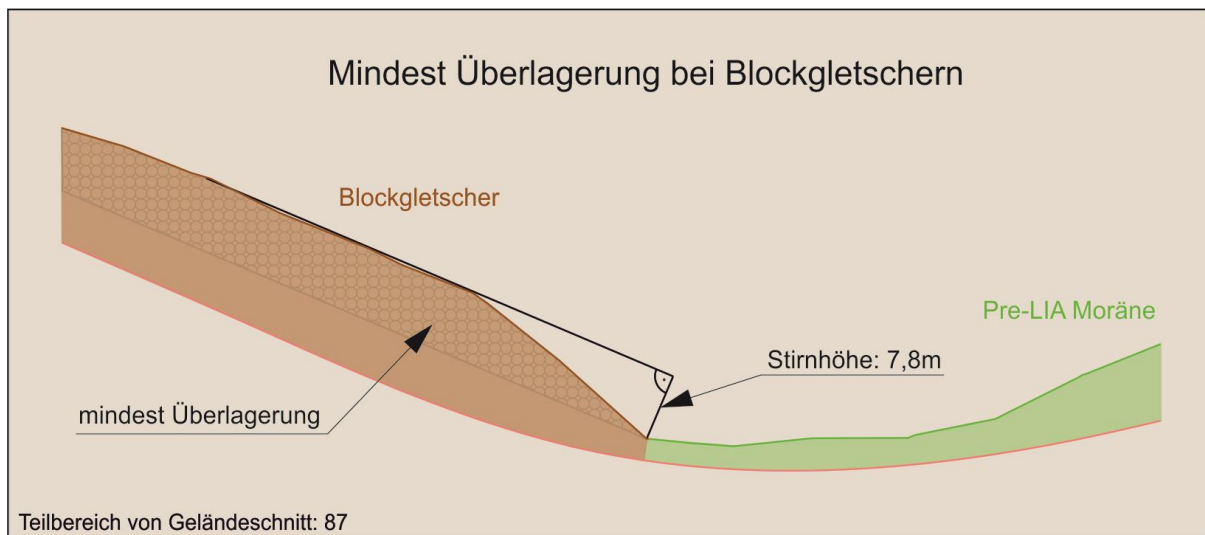


Abbildung 29: Schematischer Ansatz zur Bestimmung einer Mindestüberlagerung bei den Blockgletschern im Krummgampental über die ermittelte Stirnhöhe in den Querprofilen

Abbildung 30 zeigt schematisch das Ergebnis der modellierten Felslinie anhand eines Teilbereichs vom Geländeschnitt 59. Zu sehen sind die eingefügten Stützstellen (schwarze Punkte), in durchschnittlich 10 m Tiefe. Über diese Stützstellen wurde dann der Felsverlauf mit einer kubischen Splineinterpolation modelliert (rosa Kurve). Die Stützstellen bei der Blockgletscherstirn dagegen wurden aufgrund einer Stirnhöhe von 9 m in 14 m Tiefe platziert was auch mit dem weiteren Felsverlauf unterhalb der angrenzenden Pre-LIA-Moräne übereinstimmt. Beim Übergang zwischen Blockgletscher und Schuttkörper wurde die Tiefe zum Fels mit 10 m angenommen, die über die mittleren Tiefen der Blockgletscher gegeben ist (siehe Tabelle 11).

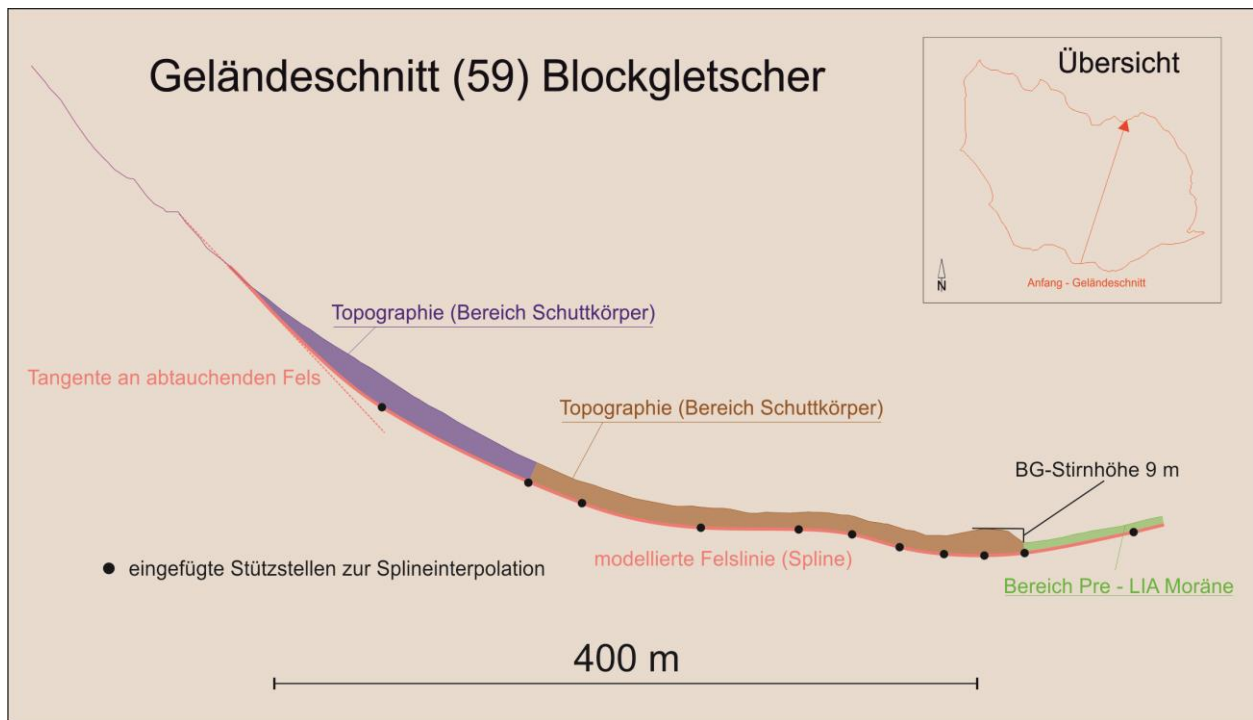


Abbildung 30: Ergebnis der modellierten Felsslinie (Spline) schematisch dargestellt für die Untergrundklasse Blockgletscher. Zu sehen sind die eingefügten Stützstellen, die hier über die mittleren Tiefen und das Kriterium der Mindestüberlagerung verteilt wurden. Zwecks Übersichtlichkeit ist nur ein Teilbereich des gesamten Querprofils dargestellt (Blockgletscher beim verborgenen See 2600 m).

Schuttkörper (Talus)

Speziell bei den Schuttkörpern wurde die Korrelation zwischen Schuttkörperlänge und Schuttkörpertiefe untersucht (siehe Abbildung 31). Hier zeigt sich, dass unter Berücksichtigung aller Profile, die auf Schuttkörpern gemessen wurden, ein schwacher linearer Zusammenhang mit einem Wert von $R^2 = 0,66$ vorliegt. Daraufhin wurden die Schuttkörper nach ihrer Exposition in Nordhänge und Südhänge eingeteilt und getrennt voneinander betrachtet. Aufgrund dieser Klassifizierung zeigt sich bei den südlich exponierten Schuttkörpern ein guter linearer Zusammenhang mit einem Wert von $R^2 = 0,99$ bzw. für die nördlich exponierten Schuttkörper ein etwas schwächerer Wert von $R^2 = 0,71$. Zu beachten ist, dass die Beprobung mit nur drei Profilen pro Seite sehr gering ausfällt, aber doch einen klaren linearen Zusammenhang vor allem bei den Südhängen aufweist.

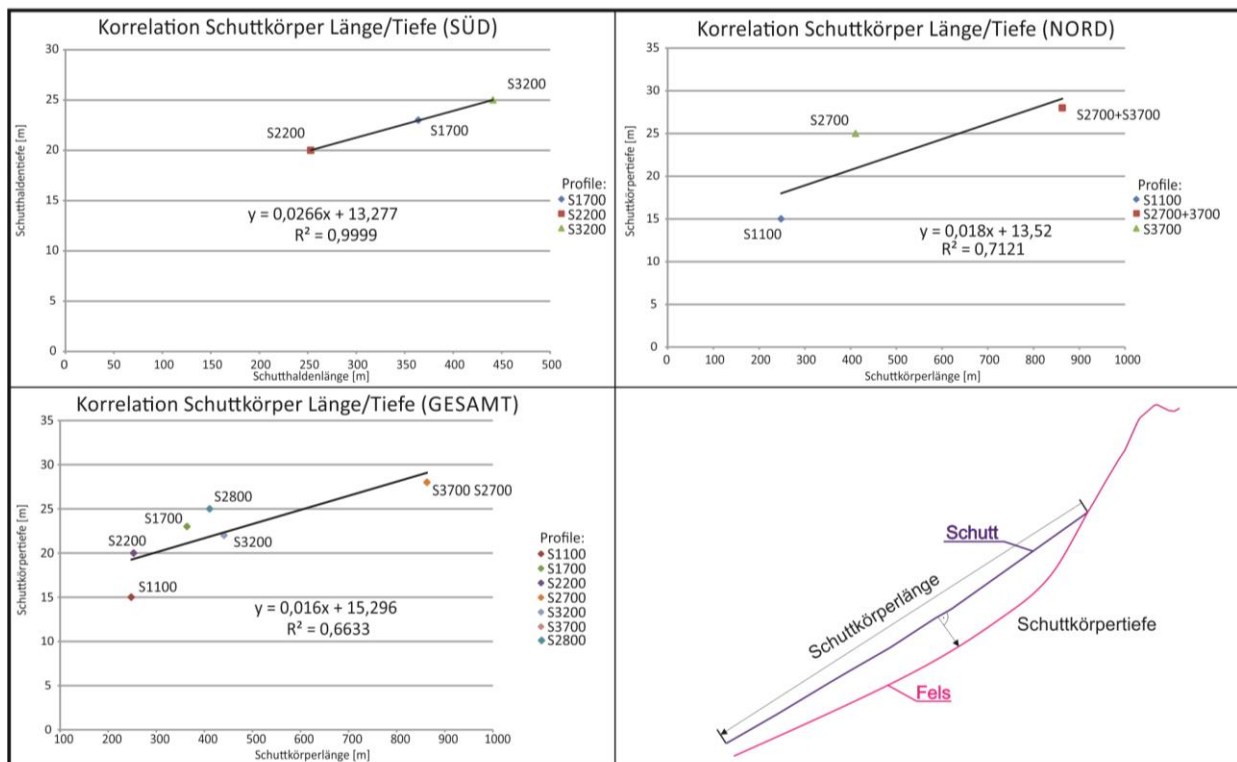


Abbildung 31: Korrelation zwischen Schuttkörperlänge und Schuttkörpertiefe im Krummgampental für die Sedimentklasse Schuttkörper, aufgeteilt in drei Kategorien: nach Gesamt (berücksichtigt alle geophysikalischen Messungen die auf Schuttkörpern durchgeführt wurden) und nach der Exposition der Schuttkörper in Nord- und Südhänge unterteilt.

Abbildung 32 zeigt schematisch das Ergebnis der modellierten Felslinie anhand eines Teilbereichs vom Geländeschnitt 50. Zu sehen sind die eingefügten Stützstellen (schwarze Punkte), die hier über die Korrelation zwischen Länge und Tiefe der Schuttkörper eingefügt wurden. Über diese Stützstellen wurde dann der Felsverlauf mit einer kubischen Splineinterpolation modelliert (rosa Kurve). Vor dem Übergangsbereich zur Pre-LIA-Moräne wurde eine seichtere Überlagerung des Schuttkörpers mit nur 10 m angenommen, weil hier der Felsverlauf unterhalb der Pre-LIA-Moräne berücksichtigt wurde.

Generell wurde in den Übergangsbereichen zwischen den Schuttkörpern zu den anderen Untergrundklassen die Tiefe zum Fels über die angrenzende Untergrundklasse abgeschätzt und nicht über die Schuttkörper. Das hängt damit zusammen, dass bei den Schuttkörpern sowohl der mittlere Bereich über die Korrelation Länge/Tiefe als auch der Übergang zum sichtbaren

Fels über die Tangente abgeschätzt werden kann, im Übergangsbereich zu anderen Untergrundklassen aber nicht.

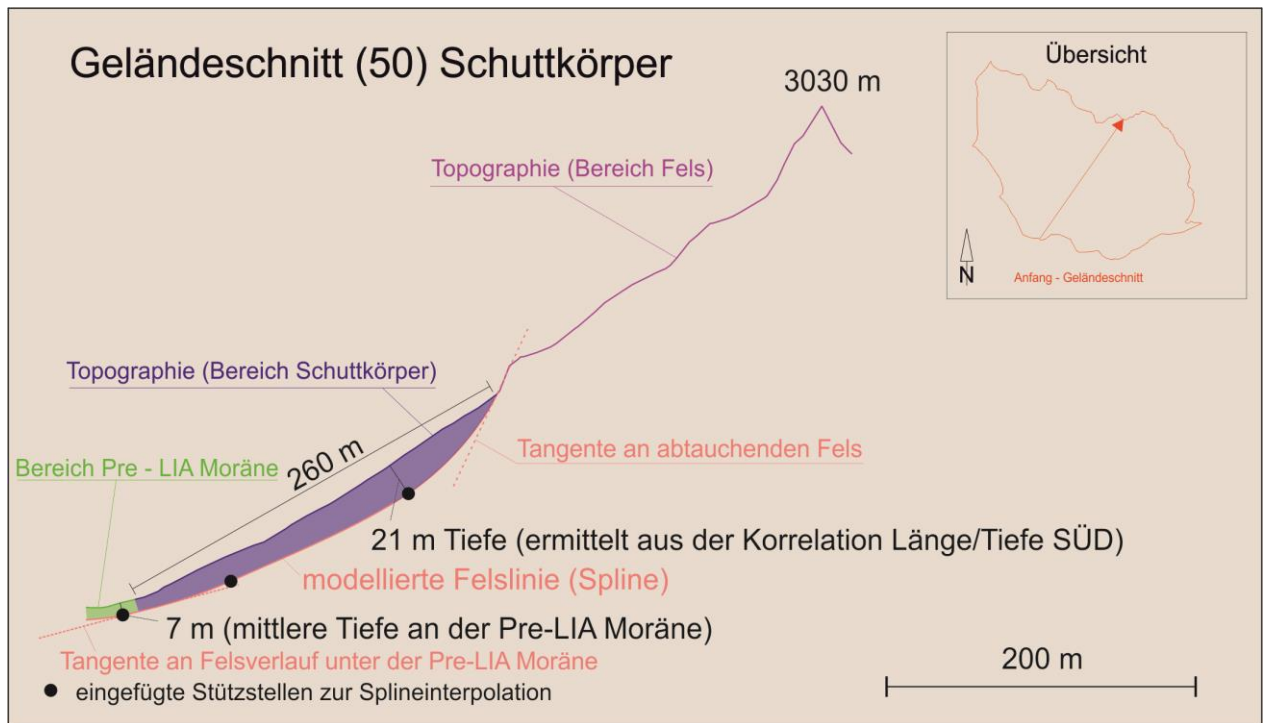


Abbildung 32: Ergebnis der modellierten Felslinie (Spline) schematisch dargestellt für die Untergrundklasse Schuttkörper. Zu sehen sind die eingefügten Stützstellen, die über die Korrelation zwischen Schuttkörperlänge/Schuttkörpertiefe verteilt wurden. Zwecks Übersichtlichkeit ist nur ein Teilbereich des gesamten Querprofils dargestellt (ein nach Süden exponierter Schuttkörper zwischen den Seismikprofilen S2200 und S3200).

LIA-Moräne

Weil bei dieser Untergrundklasse, wie zu erwarten keine Korrelationen festgestellt wurden, ist der Mittelwert der Tiefe zum interpretierten Festgestein aller auf der LIA-Moräne gemessene geophysikalischen Profile berechnet worden (siehe Tabelle 11). Aufgrund der mittleren Abweichung von ± 10 m wurde die LIA-Moräne in einen seichteren und tieferen Bereich eingeteilt. Dabei wurden zuerst die Profile mit der größten Felstiefe auf der LIA-Moräne betrachtet und die mittlere Tiefe und die mittlere Abweichung berechnet. Hier wurden die Profile S1800, S3000, GPR1, GPR2 und GPR4 berücksichtigt. Daraufhin lag die mittlere Abweichung nur mehr bei ± 3 m. Für den seichten Bereich wurden die Profile S1900 und S2400 gewählt mit einer mittleren Abweichung von ± 4 m. Das Profil GPR3 wurde wegen seiner Länge von 860 m unterteilt und nur der Bereich, der über den Moränenwall mit einer durchschnittlichen Tiefe von 21 m zum Festgestein verläuft für den tiefen Bereich der

LIA-Moräne berücksichtigt. In den anderen Teilbereichen liegt die Tiefe zum interpretierten Fels zwischen 6 und 12 Metern, die dem seichteren Bereich zugeordnet wurde.

Sedimentspeicher Art	Mittelwert Felstiefe [m]	mittlere Abweichung [m]
LIA Moräne tief	24	±3
LIA Moräne seicht	9	±4
Schuttkörper	19	±4
Pre-LIA Moräne	7	±4
Blockgletscher	10	±3

Tabelle 11: Mittelwert der Felstiefen und die mittlere Abweichung auf der jeweiligen Sedimentspeicherart im Krummgampental. Berechnet aus den geophysikalischen Messprofilen, an denen der Fels interpretiert wurde.

Der tiefere Bereich wurde auch aufgrund der Interpretation der Luftbildaufnahme eingegrenzt. Im Luftbild ist zu sehen, dass beim tiefen Bereich am Moränenwall eine glattere Oberflächenstruktur als im umliegenden seichteren Bereich zu erkennen ist. Aufgrund dessen wurde auch eine tiefere Lage im oberen Bereich Richtung Glockturm angenommen und hier die Tiefe zum Fels mit durchschnittlich 24 m modelliert (siehe Abbildung 33). Insgesamt beträgt die Fläche des tieferen Bereichs der LIA-Moräne ~ 174.000 m² und macht 11 % der LIA-Moränen Oberfläche aus.

Abbildung 34 zeigt schematisch das Ergebnis der modellierten Felslinie anhand eines Teilbereichs vom Geländeschnitt 11. Zu sehen sind die eingefügten Stützstellen (schwarze Punkte); in durchschnittlich 9 m im seichteren Bereich der LIA-Moräne bzw. 24 m mit dem aus den Luftbildaufnahmen angenommenen tieferen Bereich. Über diese Stützstellen wurde dann der Felsverlauf mit einer kubischen Splineinterpolation modelliert (rosa Kurve).

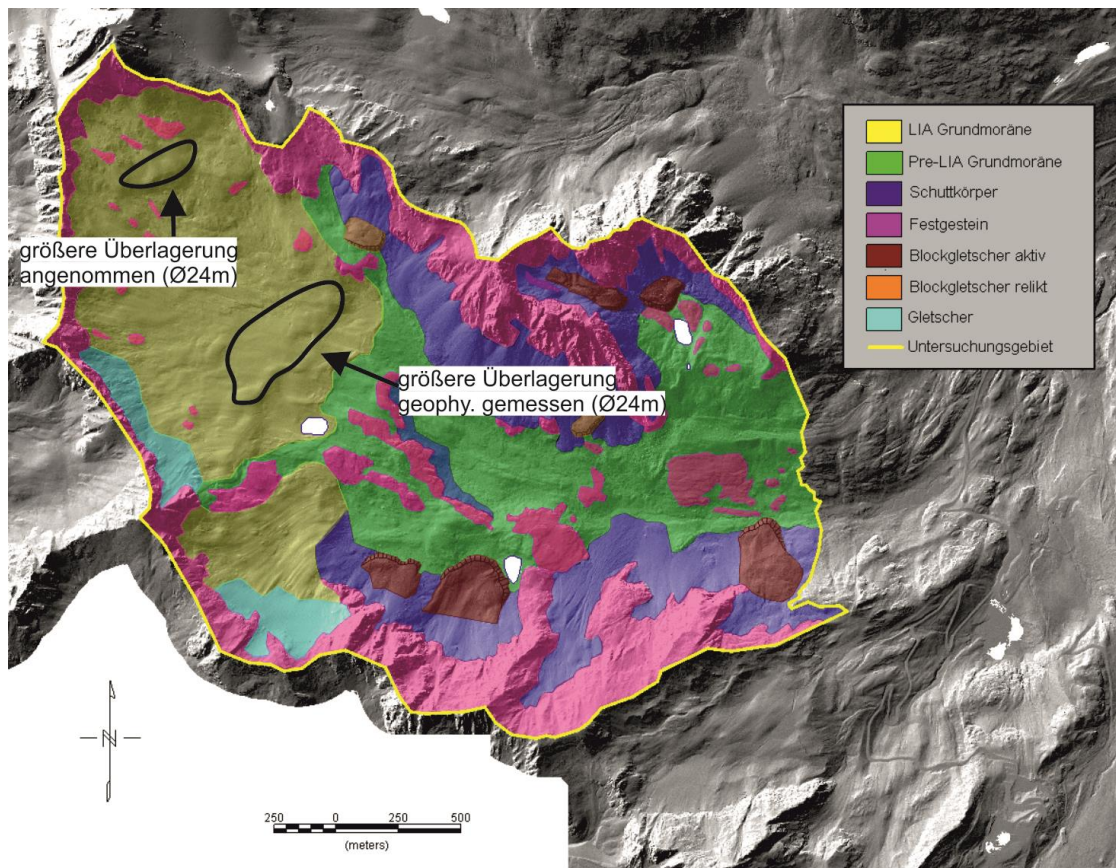


Abbildung 33: Die gekennzeichneten Bereiche geben die Position von größeren Überlagerungen, die geophysikalisch gemessen bzw. aufgrund der Luftbildinterpretation angenommen wurden.

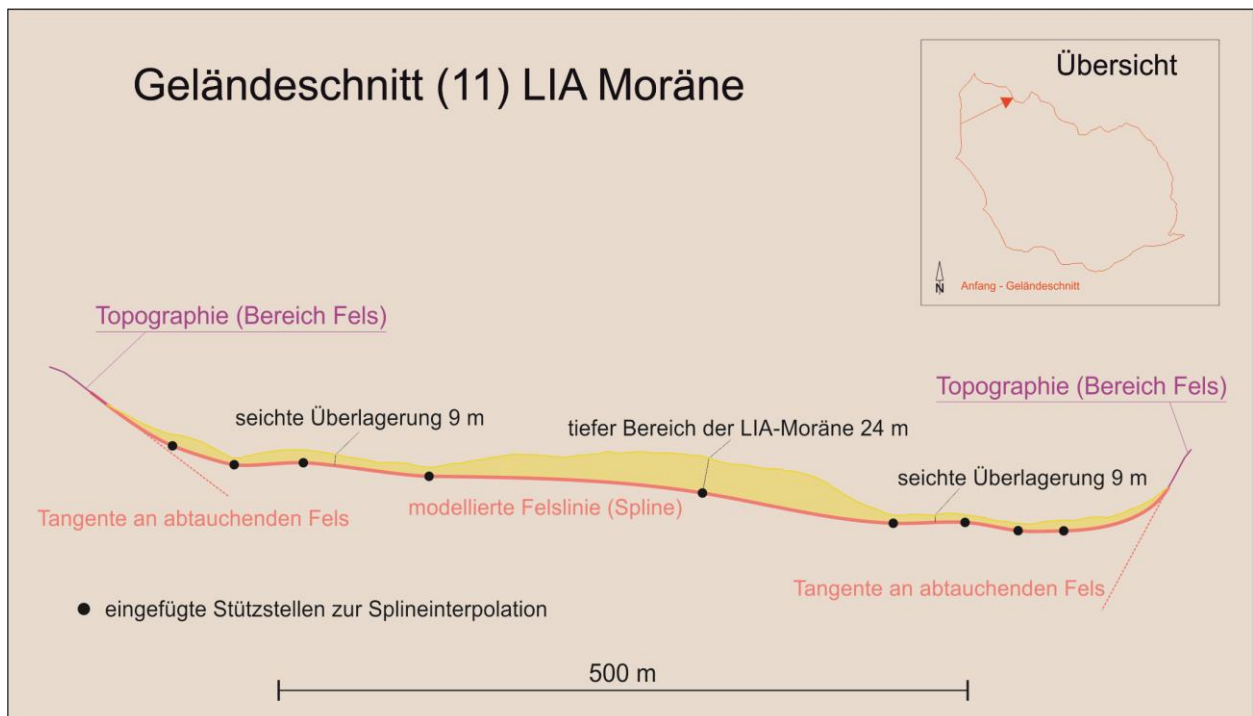


Abbildung 34: Ergebnis der modellierten Felslinie (Spline) schematisch dargestellt für die Untergrundklasse LIA-Moräne. Zu sehen sind die eingefügten Stützstellen, die über die mittlere Tiefe zum Festgestein verteilt wurden. Wegen der Übersichtlichkeit ist nur ein Teilbereich des gesamten Querprofils dargestellt (LIA-Moräne im oberen Bereich unterhalb vom Glockturm).

Pre-LIA-Moräne

Um Stützstellen für die geometrische Modellierung zu verteilen, wurde hier der Mittelwert der Tiefe zum interpretierten Fels aus den geophysikalischen Untersuchungen mit 7 m verwendet (siehe Tabelle 11). Eine Unterteilung der Pre-LIA-Moräne in einen tiefen und seichten Bereich über die Interpretation der Luftbildaufnahme wie bei der LIA-Moräne wurde nicht gemacht. Zum einen, weil die mittlere Abweichung von ± 4 m durchaus akzeptabel ist, und zum anderen liegen keine geophysikalischen Daten über eine größere Überlagerung im Bereich der Pre-LIA-Moräne vor.

Abbildung 35 zeigt schematisch das Ergebnis der modellierten Felslinie anhand eines Teilbereichs vom Geländeschnitt 55. Dargestellt sind die eingefügten Stützstellen (schwarze Punkte), die in 7 m Tiefe verteilt wurden. Über diese Stützstellen wurde dann der Felsverlauf mit einer kubischen Splineinterpolation modelliert (rosa Kurve). Beim Übergang zwischen Pre-LIA-Moräne und Schuttkörper wurde die Tiefe zum Fels ebenfalls mit 7 m angenommen, weil hier die Schuttkörperüberlagerung nicht so eindeutig definiert ist, und daher die mittlere Überlagerung der Pre-LIA-Moräne plausibler ist. Auf der anderen Seite beim Übergang zwischen der Pre-LIA-Moräne und der sichtbaren Felsoberfläche wurde die Tangente an den abtauchenden Felsverlauf gelegt.

Bei den Untergrundklassen Pre-LIA und LIA-Moräne wurde unter kurzweiligen Änderungen an der Oberfläche der Felsverlauf glatt weiter geführt.

Danach wurden alle Splinekurven mit einem Abstand von 10 m gesampelt und dienten zusammen mit den Punkten der sichtbaren Felsoberfläche aus dem DGM als Eingangsdaten für das geostatistische Verfahren Kriging. Abbildung 36 zeigt das beim Krigingverfahren im Krummgampental erstellte Variogramm, das ab einer Aussageweite (Range) von 1400 m keine Korrelationen mehr zwischen den Daten zeigt.

Das Ergebnis ist eine digitale dreidimensionale Fläche, die die gesamte Felsoberfläche im Untersuchungsgebiet Krummgampental darstellt (siehe Abbildung 37) und die zusammen mit dem DGM der Topografie einen Volumenkörper ergibt, der die gesamte Sedimentüberlagerung repräsentiert.

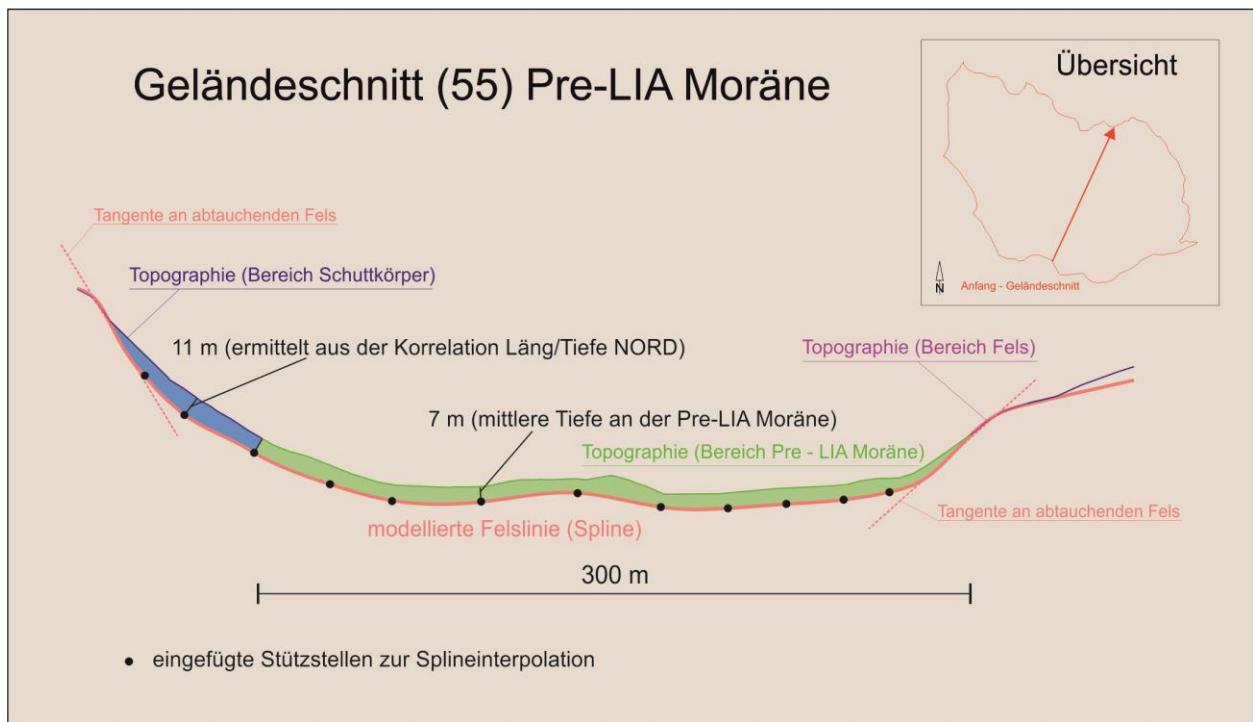


Abbildung 35: Ergebnis der modellierten Felslinie (Spline) schematisch dargestellt für die Untergrundklasse Pre-LIA-Moräne. Präsentiert werden die eingefügten Stützstellen, die über die mittlere Tiefe zum Festgestein verteilt wurden. Zwecks Übersichtlichkeit ist nur ein Teilbereich des gesamten Querprofils dargestellt.

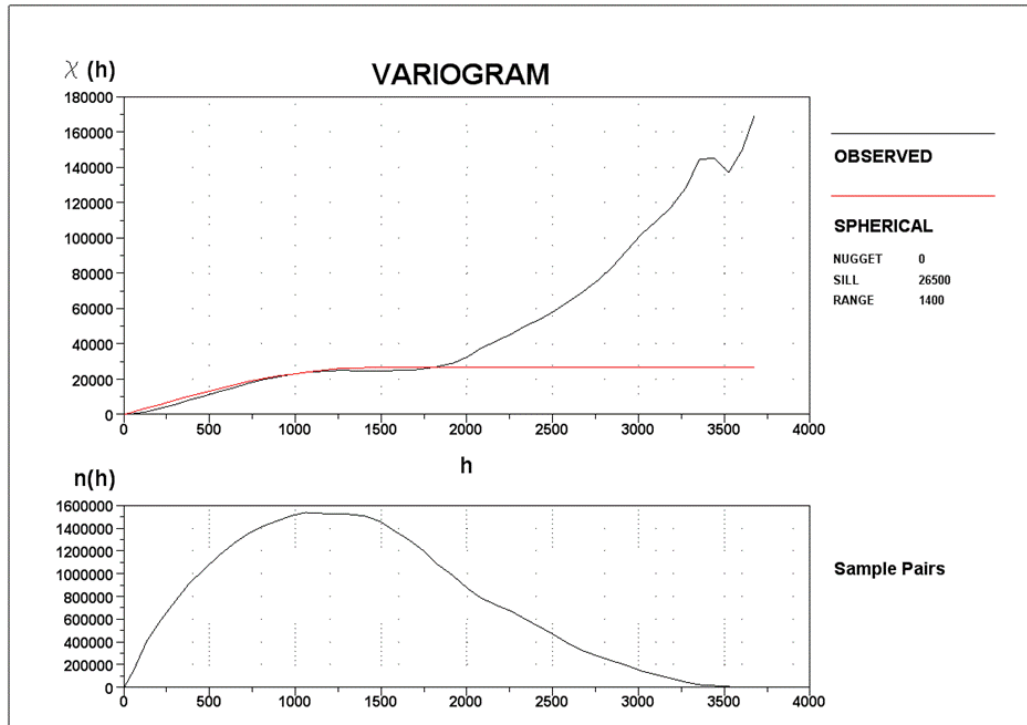


Abbildung 36: Erstelltes Variogramm für die Felsoberfläche im Krummgampental mittels Krigingverfahren unter Berücksichtigung des Trends mit einer Aussageweite (Range) von 1400 m, bis zu der eine Korrelation der Daten gegeben ist.

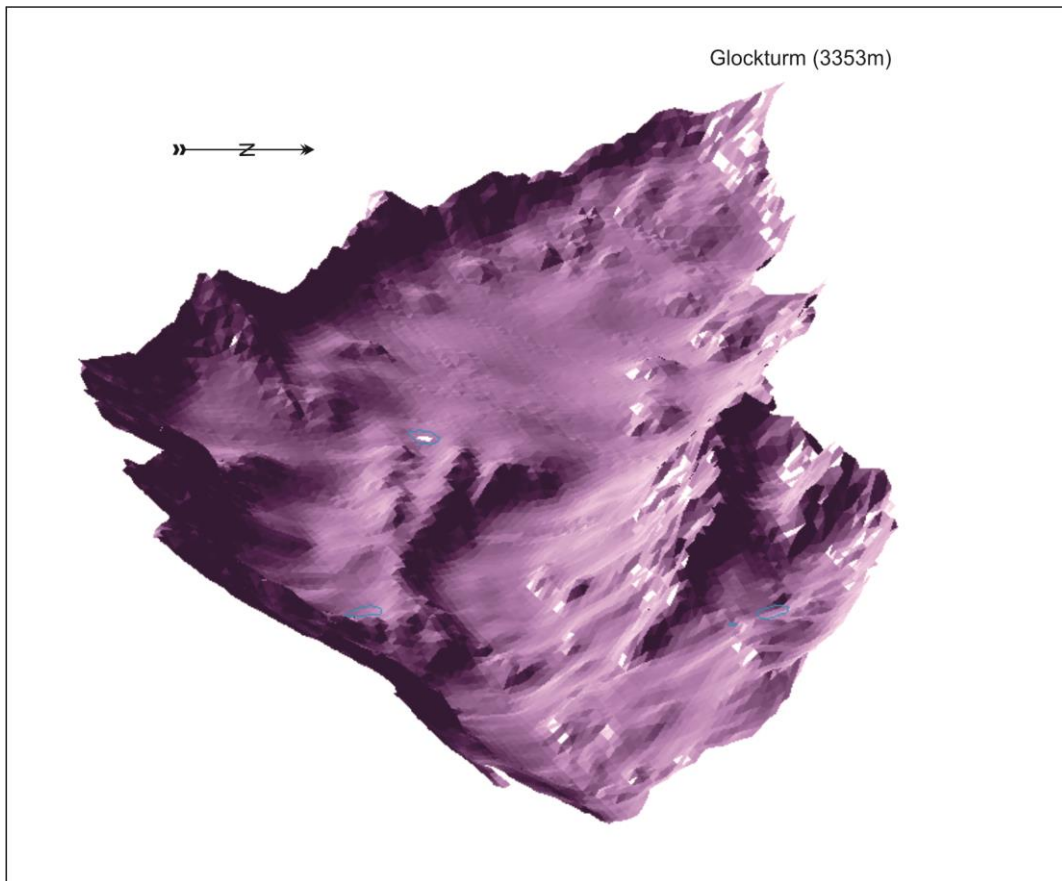


Abbildung 37: Ergebnis der modellierten Felsoberfläche im Krummgampental als 3D-Oberfläche über eine Dreiecksnetzvermaschung dargestellt (erstellt mit Bricscad).

6.4 Sedimentvolumen

Die Berechnungen des gesamten Sedimentvolumens sowie der Volumen der verschiedenen Sedimentklassen erfolgten in einem CAD-Programm über die Prismenmethode, die im Prinzip diesen unregelmäßigen Körper in eine Vielzahl von senkrecht nebeneinander angeordneten, geraden Prismen mit dreieckigen Grundflächen zerlegt. Die Summation der einzelnen Prismenvolumina nähert das Gesamtvolumen an. Für das Gesamtspeichervolumen wurden $31.079.000 \text{ m}^3$ berechnet. Die einzelnen Sedimentspeicher inklusive der Gletscher wurden ebenfalls berechnet und die Ergebnisse in Tabelle 12 aufgelistet. Eine Übersicht von den Sedimentmächtigkeiten ist in Abbildung 38 dargestellt. Das höchste Sedimentvolumen ist mit $14.655.000 \text{ m}^3$ in der LIA-Moräne enthalten, die auch flächenmäßig die größte Ausbreitung im Krummgampental hat. Danach kommen die Schuttkörper mit $7.810.000 \text{ m}^3$, gefolgt von der Pre-LIA-Moräne mit $6.540.000 \text{ m}^3$. Das Volumen der Blockgletscher ist auf $2.064.000 \text{ m}^3$ berechnet worden.

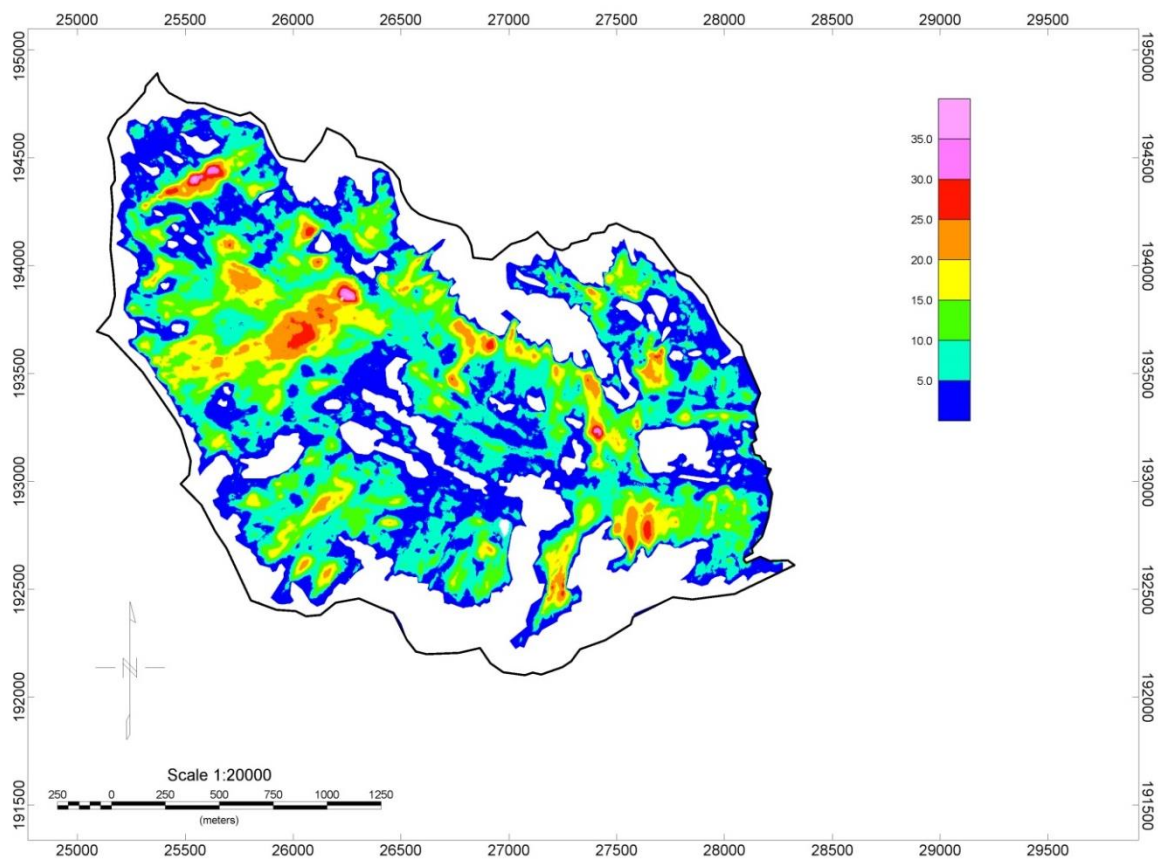


Abbildung 38: Sedimentmächtigkeiten im Krummgampental (Angaben neben der Farbpalette in Meter)

	Landschaftsform	Fläche 2D [m ²]	Fläche 3D [m ²]	Volumen [m ³]	Min/Max Seehöhe [m]
Sediment-speicher	LIA Moräne	1.463.000	1.566.000	14.665.000	2753 / 3177
	Schuttkörper	939.000	1.104.000	7.810.000	2455 / 3067
	Pre-LIA Moräne	1.118.000	1.202.000	6.540.000	2445 / 2985
	Blockgletscher	217.000	245.000	2.064.000	2460 / 2935
Summe Sedimentspeicher:		3.737.000	4.117.000	31.079.000	
	Gletscher	164.000	199.000	1.048.000	2856 / 3085
	Gewässer (Seen)	18.000	18.000		
	Fels (sichtbar)	1.532.000	2.105.000		
Gesamt:		5.451.000	6.439.000	32.127.000	

Tabelle 12: Ergebnisse der Sedimentvolumenberechnung im Krummgampental (unter Berücksichtigung der Gletscherüberlagerung auf der LIA-Moräne)

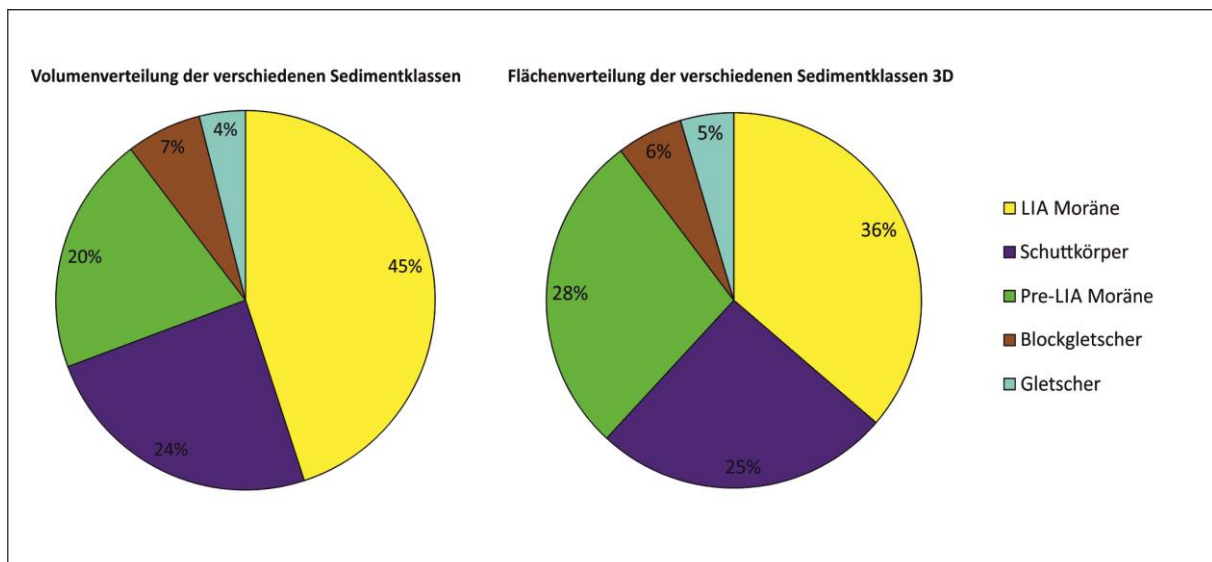


Abbildung 39: Vergleich zwischen der Volumen- und Flächenverteilung(3D) im Krummgampental.

7 Diskussion

7.1 Bestimmung der Felsoberfläche durch geophysikalische Methoden

In diesem Kapitel werden die beiden in dieser Arbeit angewendeten geophysikalischen Methoden Hammerschlagseismik und Georadar und deren Unsicherheiten in Bezug zum Ergebnis der modellierten Felsoberfläche betrachtet.

Seismik

Mittels Hammerschlagseismik wurden auf jeder Untergrundklasse die Laufzeiten der refraktierten P-Wellen gemessen. Bei der Auswertung wurde der Offset Bin Stack, das Delayzeitverfahren und eine Tomographie (HOLE, 1992) verwendet, um die Tiefe zwischen Sedimentüberlagerung und Festgestein zu bestimmen. Dabei kommt es zu Unsicherheiten, die sich in der vor allem in der Tiefe des interpretierten Refraktors auswirken. Schon bei der subjektiven Interpretation der Ersteinsätze (Picken) gibt es eine Schwankung die zwischen 1 bis 2 ms der Laufzeit betragen kann, die aufgrund ihrer geringen Auswirkung nicht berücksichtigt wird. Die Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeit dagegen hat einen weitaus größeren Einfluss auf die interpretierte Felstiefe. In dieser Arbeit wurde die Geschwindigkeit im Offset Bin Stack über den Kehrwert der Steigung der Geraden interpretiert. Da die Ersteinsätze nicht immer eindeutig auf einer Geraden liegen, hervorgerufen durch den teilweise sehr inhomogenen Aufbau des Untergrundes und daraus verursachter lateraler Geschwindigkeitsunterschiede, kann es bei der Interpretation zu Schwankungsbreiten von ± 200 m/s bei der P-Wellengeschwindigkeit kommen. Noch größere Fehler treten da auf, wo Schichten falsch zugeordnet wurden bzw. statt einem 3-Schichtfall ein 2-Schichtfall angenommen wurde. Strahlen durch tiefere geologische Schichten mit einem starken Geschwindigkeitsgradienten können so gekrümmt sein, dass es zu einer Schleifenbildung im Laufzeitdiagramm kommt, die zu Fehlinterpretationen führen.

Besonders eindeutige Felsdetektionen, die durch eine hohe P-Wellengeschwindigkeit (≥ 4000 m/s) gekennzeichnet sind, gibt es auf der Untergrundklasse LIA-Moräne mit dem Profil S1800 mit einer P-Wellengeschwindigkeit von 5300 m/s, der Pre-LIA-Moräne mit den Profilen S3100 mit 4200 m/s und S2500 mit 4700 m/s.

Schwierigkeiten bei der Felsdetektion gab es vor allem auf der Untergrundklasse der Blockgletscher. Aufgrund des strukturellen Aufbaus eines Blockgletschers war es nicht möglich bei den gemessenen Profilen mit Ausnahme von Profil S700, die Grenze zwischen Blockgletscher und Festgestein zu eruieren, vorwiegend da, wo der Blockgletscher auf nichtgefrorenen Sedimenten liegt. Hat der gefrorene Teil eines Blockgletschers durch seinen hohen Eisgehalt hohe seismische Geschwindigkeiten (~ 3900 m/s) und der darunterliegende Fels niedrige (~ 4000 m/s), kann es zu Fehlinterpretationen bei der Felsdetektion kommen (siehe HAUSMANN, 2005).

Bei der Seismik wären vor allem in dem Bereich, wo eine größere Überlagerung vermutet wird, wie etwa auf den Schuttkörpern bei Profil S2100 und S2800, weitere Profilmessungen mit einer weiteren Auslage für eine größere Erkundungstiefe notwendig.

Georadar

Beim Georadar wurden verschiedene Parameter gewählt oder bestimmt, die einen Einfluss auf die interpretierte Felstiefe haben. So ist auf die Wahl der Antennenfrequenz, die vor allem die Erkundungstiefe und das Auflösungsvermögen beeinflusst, bis hin zur Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeit der EM-Wellen zu achten. Um den Einfluss der Antennenfrequenz zu zeigen, wird zunächst die zu erwartende Tiefe zwischen 7 und 24 m in Betracht gezogen. Hier variieren die aufgezeichneten Signallängen zwischen 100 und 400 ns je nach Erkundungstiefe und Untergrundbeschaffenheit. Weitere Unsicherheiten ergeben sich in der Geometrie, so liegt das Maßband oft nicht plan auf dem Untergrund auf, wodurch z. B. die Marker bei der kontinuierlichen Aufzeichnung nicht immer genau gesetzt werden können. Die gesetzten Markierungen wurden am Maßband mit einer Genauigkeit von schätzungsweise $\pm 0,02$ m abgelesen. Da diese Unsicherheit weit unter dem Auflösungsvermögen (siehe Kapitel 4.3.1), das über die Fresnel Zone gegeben ist, liegt, wurde sie nicht weiter berücksichtigt.

Einer der wichtigsten zu bestimmenden Parameter, die EM-Wellengeschwindigkeit, hat den größten Einfluss auf die Tiefe der interpretierten Felsoberfläche. Wie bereits in Kapitel 5.2.2 erwähnt, waren keine Multioffset-Messungen und auch keine Diffraktionshyperbeln zur Geschwindigkeitsanalyse vorhanden, daher musste auf Werte aus der Literatur zurückgegriffen werden. Vergleicht man hier die verschiedenen Literaturangaben (siehe Kapitel 2) ergeben sich Unsicherheiten von $\pm 0,03$ m/ns bei der Wahl der EM-Wellengeschwindigkeit. Tabelle 13 zeigt

die Auswirkungen dieser Unsicherheiten auf die berechnete mittlere Tiefe zum Festgestein jeder Untergrundklasse.

Unterschiede zwischen der Seismik und dem Georadar sind dort zu erkennen, wo sich die beiden Profile kreuzen bzw. identisch verlaufen. Am Kreuzungspunkt zwischen Profil G011 (bei Offset 50 m) und dem Seismikprofil S700 lässt sich im Radargramm ein Reflektor wahrnehmen, die allerdings in einer Tiefe von ca. 11 m und nicht wie in der Seismik in einer Tiefe von 8 m liegt. Die Laufzeit wurde in dem Fall für Blockgletscher mit 0,14 m/ns gewählt. Eine durchaus mögliche Abweichung der EM-Wellengeschwindigkeit um 0,03 m/ns drückt sich in dieser Tiefe von 10 m mit einem Unterschied von +/- 2 m aus.

	t_{GEM} [ns]	$v_{GPR\text{ gewählt}}$ [m/ns]	d [m]	mittlere Abw. [m]		t_{GEM} [ns]	$v_{GPR\text{ gewählt}}$ [m/ns]	d [m]	mittlere Abw. [m]
LIA Moräne tief	436	0,09	19,6	± 1,5	Schuttkörper	317	0,11	17,4	± 1,6
		0,10	21,8				0,12	19,0	
		0,11	24,0				0,13	20,6	
LIA Moräne seicht	164	0,09	7,4	± 0,5	Blockgletscher	143	0,13	22,2	± 0,7
		0,10	8,2				0,14	8,6	
		0,11	9,0				0,13	9,3	
Pre-LIA Moräne	127	0,09	5,7	± 0,4	Blockgletscher	143	0,14	10,0	± 0,7
		0,10	6,4				0,15	10,7	
		0,11	7,0						

Tabelle 13: Auswirkungen von unterschiedlichen angenommenen Radargeschwindigkeiten (v_{GPR}) auf die Umrechnung in die Tiefe (d) bei einer beobachteten Laufzeit (t_{GEM}). Für jede Untergrundklasse im Krummgampental mit der jeweiligen mittleren Tiefe (orange markiert).

Die Fehler bzw. Unsicherheiten der beiden geophysikalischen Systeme können erfahrungsgemäß bis zu 20 % (CHWATAL pers. Komm.) der Erkundungstiefe ausmachen. Die Angaben in Tabelle 13 sollen veranschaulichen, in welcher Größenordnung sich Fehler bei der Geschwindigkeitsbestimmung auf die Tiefenberechnungen beim Georadar auswirken können.

7.2 Modellierung der Felsoberfläche

Die geometrische Modellierung basierte vorwiegend auf den Ergebnissen der geophysikalischen Methoden und den daraus berechneten mittleren Tiefen, die mit Unsicherheiten von bis zu 3 m bzw. 4 m für die verschiedenen Untergrundklassen behaftet sind (siehe Tabelle 11). Aus dieser Tabelle ergeben sich die Unsicherheiten bei der Modellierung der Felsoberfläche für die verschiedenen Untergrundklassen: bei der LIA-Moräne tief $\pm 14\%$, LIA-Moräne seicht $\pm 44\%$, Schuttkörper $\pm 19\%$, Pre-LIA-Moräne $\pm 57\%$ und Blockgletscher $\pm 30\%$

Berücksichtigt man noch die Verteilung der jeweiligen Flächenanteile (3D) der einzelnen Sedimentarten im Untersuchungsgebiet, lässt sich die Unsicherheit für die geometrisch modellierte Felsoberfläche mit $\pm 39\%$ abschätzen.

7.3 Sedimentvolumen

Basierend auf den Unsicherheiten der geophysikalischen Interpretation und der Modellierung der Felsoberfläche wird im Folgenden die Genauigkeit des berechneten Sedimentvolumens diskutiert. Es ist klar, dass sich die Fehler dabei aufheben aber auch gegenseitig verstärken können. Da es sich um zwei voneinander unabhängige fehlerbehaftete Größen handelt, wird das vereinfachte Fehlerfortpflanzungsgesetz siehe Gleichung (18) angewendet. Zur Berechnung der Unsicherheit u_y werden die quadrierten Beträge der Einzel-Unsicherheiten u_1 und u_2 addiert.

$$u_y^2 = u_1^2 + u_2^2 \quad (18)$$

Damit ergibt sich aus den Unsicherheiten von $\pm 20\%$ der geophysikalischen Methoden für die Felsdetektion und den $\pm 39\%$ aus der geometrischen Modellierung eine Abweichung von $\pm 43\%$ für das Sedimentvolumen. Hier liegt der größte Fehler bei der geometrischen Modellierung der Felsoberfläche und ist doppelt so groß wie der von der geophysikalischen Untersuchung. Zur Minimierung der Unsicherheiten kann ein dichteres Netz aus geophysikalischen Messprofilen eine Verbesserung bewirken. Hier wären vor allem am Eingang des Krummgampentales Richtung Norden auf der Pre-LIA-Moräne und im Seitental, dem Furmentekar, zusätzliche Profile notwendig, um die Genauigkeit der Aussagen über die Sedimentmächtigkeiten zu erhöhen.

Ein Ungenauigkeitsproblem bei der Berechnung der einzelnen Sedimentvolumina ergibt sich aus der Annahme einer senkrechten Bruchkante, die so der Realität nur selten entspricht, an den jeweiligen Grenzen der verschiedenen Sedimentspeicher (siehe Abbildung 40). In diesen Bereichen ist vielmehr eine Überlappung anzunehmen, wo zum Beispiel der Schuttkörper am Fuß die Pre-LIA-Moräne überlagert. Hier bedarf es zusätzlicher geophysikalischer Untersuchungen, um eine genauere Abschätzung dieser Überlagerungen bzw. Verläufe zu bekommen.

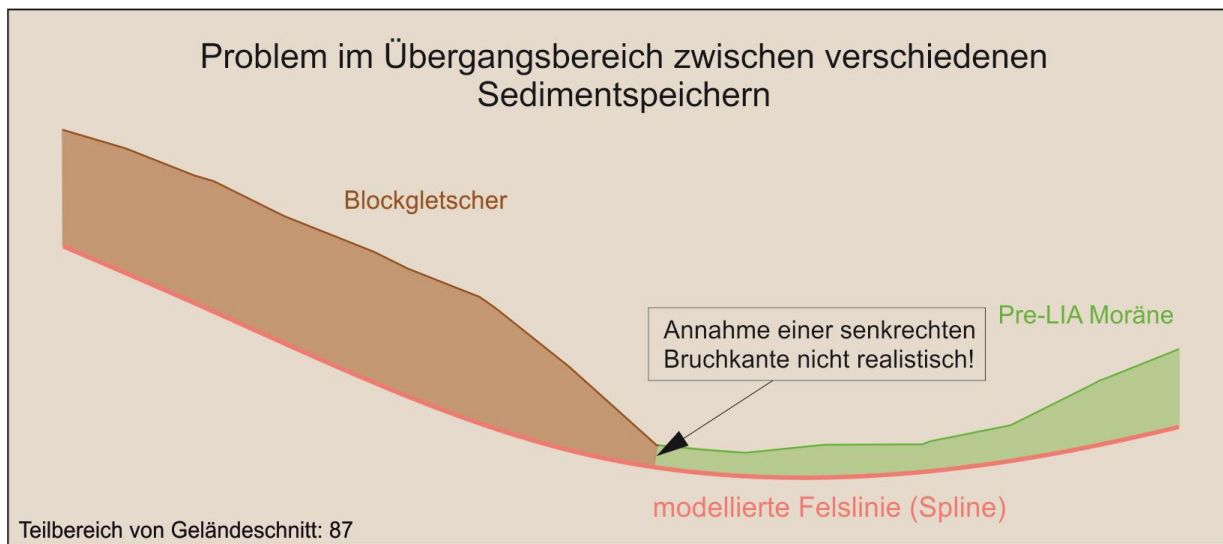


Abbildung 40: Schematische Darstellung der Problematik im Übergangsbereich zwischen verschiedenen Sedimentspeichern (hier Blockgletscher und Pre-LIA-Moräne). Die Annahme einer senkrechten Bruchkante entspricht nicht der Realität.

Diese Tatsache wurde in dieser Arbeit nur bei den beiden Gletscherfeldern, die die LIA-Moräne überlagern, berücksichtigt. Der dafür gewählte, vereinfachte Ansatz wird in den Geländeschnitten die LIA-Moränenoberfläche in geradlinigem Verlauf unter der Gletscheroberfläche entsprechend bis zum Festgestein erweitert (siehe Abbildung 41), um den zu korrigierenden Überlappungsbereich zu ermitteln. Die Volumenberechnung erfolgte über mehrere Querprofile und machte ca. 17 % ($\sim 212.000 \text{ m}^3$) des Gletschervolumens aus, das der LIA-Moräne angerechnet werden musste (wurde in den Ergebnissen in Tabelle 12 bereits berücksichtigt). Da es sich hier genaugenommen um ganzjährige Schneefelder und nicht mehr um einen Gletscher handelt, ist dieser Ansatz sehr wahrscheinlich, könnte noch weiter durch geophysikalische Messungen im Übergangsbereich zwischen den Gletscherfeldern und der LIA-Moräne untersucht werden. Bei einem Gletscher wäre dieser einfache Ansatz aufgrund eines komplexeren strukturellen Aufbaus nicht zulässig.

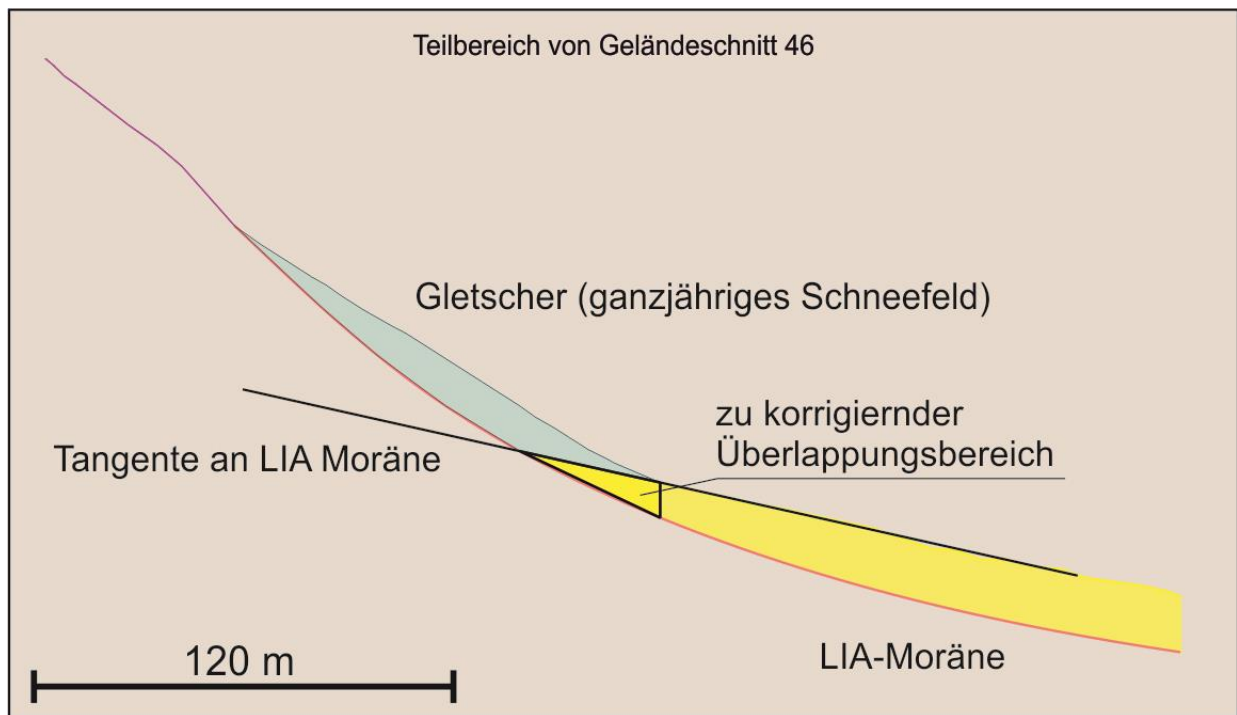


Abbildung 41: Schematische Darstellung vom Ansatz, der im Überlappungsbereich zwischen Gletscher und LIA-Moräne in der Volumenberechnung berücksichtigt wurde.

In dieser Arbeit wurde das Sedimentvolumen abgeschätzt, das sowohl die Sedimente als auch den Porenraum beinhaltet. Es stellt sich auch die Frage, wie die vorliegenden Daten genutzt werden können, um das Speichervolumen für den Raum, den Wasser bzw. Luft besetzen, für die verschiedenen Untergrundklassen abzuschätzen. Die Porosität und Dichte der verschiedenen Sedimente könnte etwa über die Seismik abgeschätzt werden. Es gibt Ansätze von WATKINS et al (1972), die die Porosität über ihren Zusammenhang mit der P-Wellengeschwindigkeit berechnen.

Der Permafrostanteil wurde nicht beachtet, der korrekterweise noch in der Abschätzung der Sedimentmasse berücksichtigt werden muss. Im Krummgampental gibt es eine laufende Diplomarbeit ILLNAR (2015), die auf Grundlage der seismischen Daten die Permafrostverteilung kartiert. Anhand dieser Ergebnisse könnte in Zukunft der Permafrostanteil in der Sedimentmasse mitbedacht werden.

Zur Verbesserung der Ergebnisse des Sedimentvolumens sind vor allem zusätzliche geophysikalische Messungen erforderlich. So wären bei der Untergrundklasse LIA-Moräne Messungen im oberen Bereich Richtung Glockturm sinnvoll, um eine genauere Abgrenzung zwischen den Bereichen mit größerer und niedrigerer Überlagerung zu bekommen. Des

Weiteren wäre es auch interessant die Annahme zu überprüfen, ob über die Form der Topographie ein Bereich mit größerer Überlagerung auf der LIA-Moräne interpretiert werden kann (siehe Kapitel 6.3). Dafür werden zusätzliche Profile in dem in Abbildung 33 gekennzeichneten kleineren Bereich unterhalb vom Glockturm benötigt.

8 Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden im Rahmen des ÖAW - Projektes „Permafrost in Austria“ mit Hilfe der beiden geophysikalischen Methoden Refraktionsseismik und Georadar Sedimentmächtigkeiten im hochalpinen Einzugsgebiet Krummgampental bestimmt. Das Hauptziel war die Abgrenzung der Felsoberfläche an den gemessenen Profilen, um daraus das Sedimentvolumen für das Einzugsgebiet abzuschätzen.

In dieser Arbeit wurde ein Ansatz zur Modellierung der Felsoberfläche entwickelt zur Quantifizierung des Sedimentvolumens. Anhand von 25 refraktionsseismischen Profilen und 12 Georadarprofilen, die gleichmäßig verteilt auf den verschiedenen Sedimentspeichern (LIA-Moräne, Pre-LIA-Moräne, Schuttkörper und Blockgletscher) gemessen wurden, konnte die Felsoberfläche gegenüber der Sedimentüberlagerung abgegrenzt werden. Mit diesen Ergebnissen wurden durchschnittliche Sedimentmächtigkeiten für jede Untergrundklasse bestimmt. Für die Blockgletscher 10 m, Pre-LIA-Moräne 7 m, Schuttkörper 19 m und die LIA-Moräne 24 m im tiefen Bereich und 9 m im seichten. Die Korrelation zwischen Schuttkörperlänge und Schuttkörpertiefe zeigt ebenfalls einen linearen Zusammenhang mit $R^2 = 0,99$ für die nach Süden exponierten Schuttkörper und $R^2 = 0,71$ für die nach Norden exponierten. Speziell bei den Blockgletschern gibt es eine Mindestüberlagerung, die über die Blockgletscherstirn gegeben ist, und bei der Abschätzung der Felstiefe berücksichtigt wurde. Bei den Untergrundklassen LIA- und Pre-LIA-Moräne, wo es keine Korrelationen oder Kriterien gibt, wurde die Tiefe zum Fels über die Tiefe über die durchschnittliche Sedimentmächtigkeit abgeschätzt.

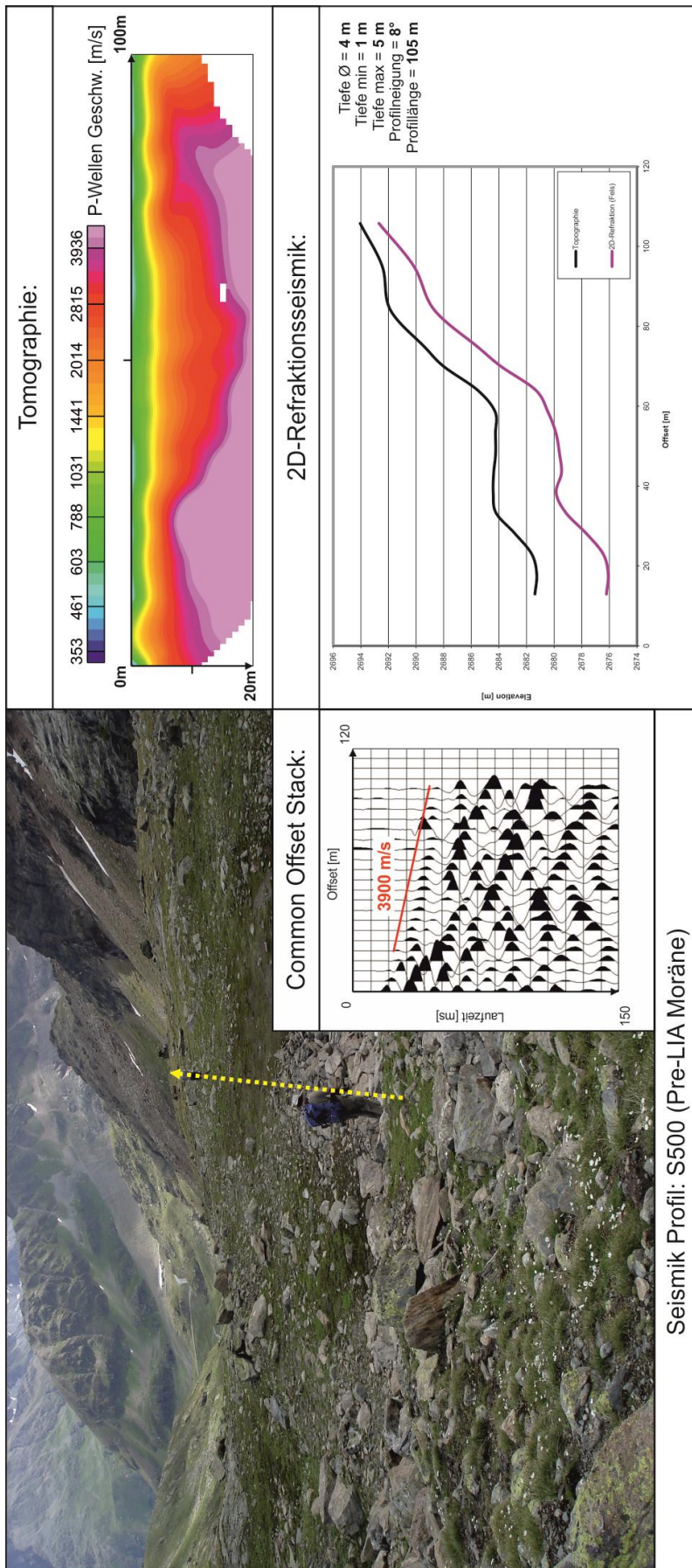
Für die Modellierung der Felsoberfläche wurden an insgesamt 109 Querprofilen Geländeschnitte gezeichnet, in denen Stützstellen über die Korrelationen und mittleren Tiefen zum Festgestein verteilt worden. Beim Einfügen der Stützstellen sind folgende Kriterien beachtet worden: an den Übergangsbereichen zwischen Sedimentüberlagerung und sichtbarer Felsoberfläche ist der weitere nicht sichtbare Felsverlauf durch Tangenten an den abtauchenden Fels angenähert worden; speziell bei den Blockgletschern wurde auch eine Mindestüberlagerung, die über die Stirnhöhe gegeben ist berücksichtigt. Anschließend wurde eine kubische Splineinterpolation in jedem Querprofil über den Stützpunkten durchgeführt.

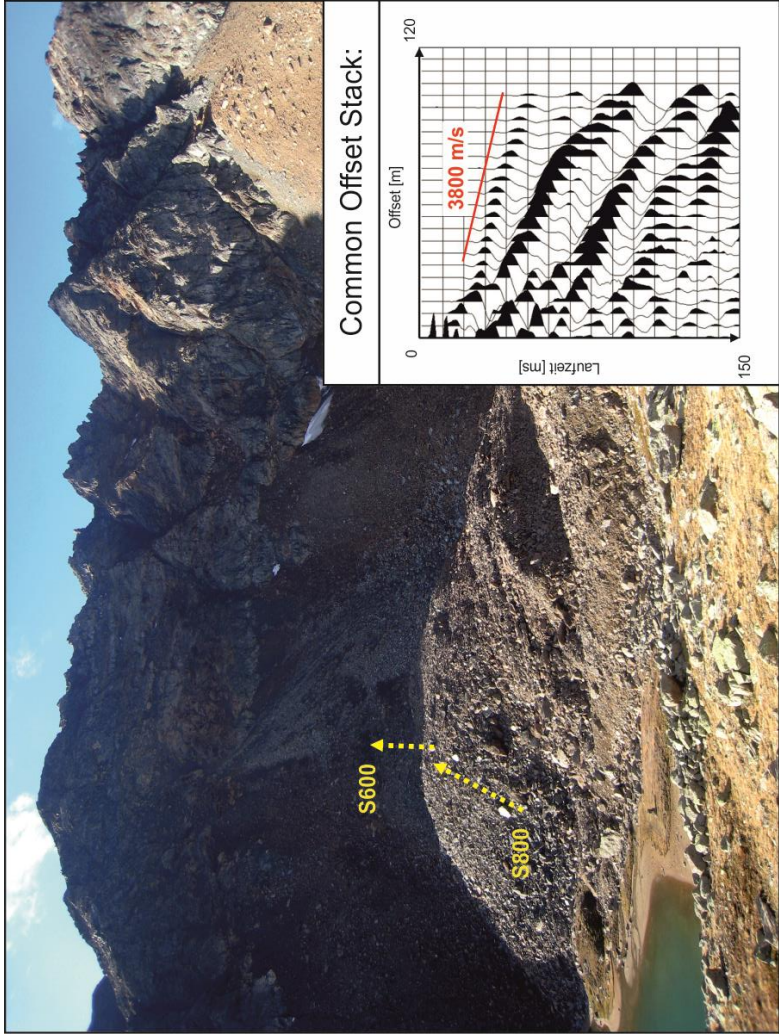
Mit dem geostatistischen Interpolationsverfahren Kriging unter Berücksichtigung des Trends wurde zusätzlich der Bereich zwischen den Querprofilen interpoliert und eine dreidimensionale Felsoberfläche vom Untersuchungsgebiet Krummgampental erzeugt. Damit konnten das Gesamtvolumen und die einzelnen Volumina der verschiedenen Sedimentspeicher berechnet werden. Das Gesamtvolumen aller Sedimentspeicher im Krummgampental beträgt $31 * 10^6 \text{ m}^3$.

Die Unsicherheiten wurden sowohl für die geophysikalischen Methoden als auch für das geometrische Modell betrachtet, um die Genauigkeit des berechneten Sedimentvolumens abzuschätzen. Beim geophysikalischen Modell ergeben sich Unsicherheiten von $\pm 20 \%$ und beim geometrischen Modell von $\pm 39 \%$. Über das Fehlerfortpflanzungsgesetz unabhängiger fehlerbehafteter Messgrößen ergibt sich eine Abweichung von $\pm 43 \%$ im berechneten Sedimentvolumen.

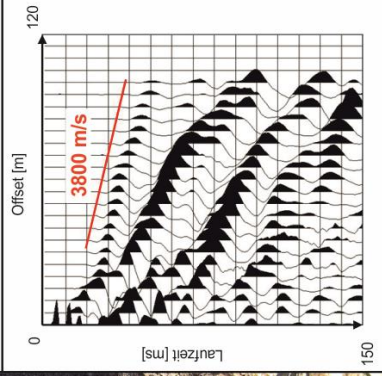
Bei den geophysikalischen Methoden lieferte vor allem die Hammerschlagseismik einen bedeutenden Beitrag für die Felsinterpretation, da auf fast allen Untergrundklassen der Fels interpretiert wurde. Eine Ausnahme bilden die Blockgletscher, wo von 7 Profilen nur eines eine Felsinterpretation aufweist. Diese unterstützte die Interpretation einiger Radargramme, in denen erst über die interpretierte Felsoberfläche aus der Seismik gewisse Reflektoren dem Fels zugeordnet werden konnten.

In der vorliegenden Arbeit konnte gezeigt werden, dass es bei der Modellierung der inhomogen verlaufenden Felsoberfläche nicht ausreichend ist, einfache geostatistische Verfahren zu verwenden, um die geophysikalischen Messdaten auf ein Untersuchungsgebiet zu extrapolieren. Dazu bedarf es weiterer Beurteilungskriterien für die Modellierung eines plausiblen Felsverlaufs. Der in dieser Diplomarbeit angewendete Ansatz über die Splineinterpolation an Querprofilen macht es möglich, den natürlichen Verlauf einer Felsoberfläche zu modellieren.



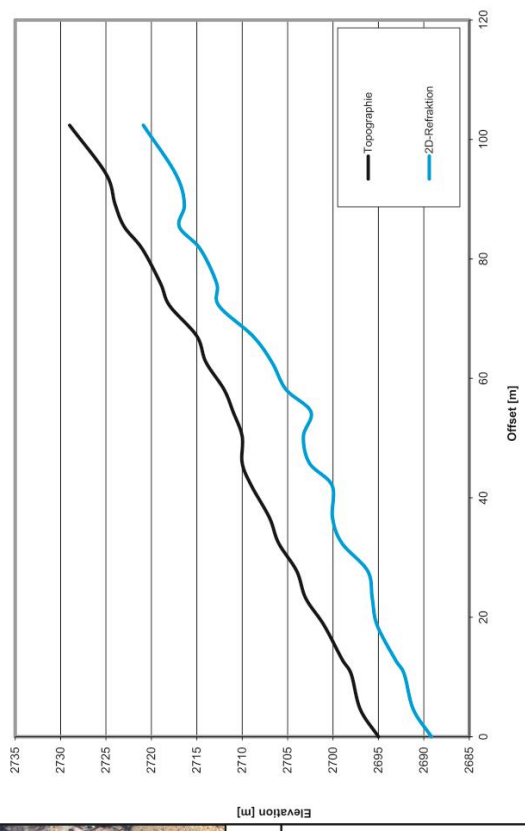


Common Offset Stack:

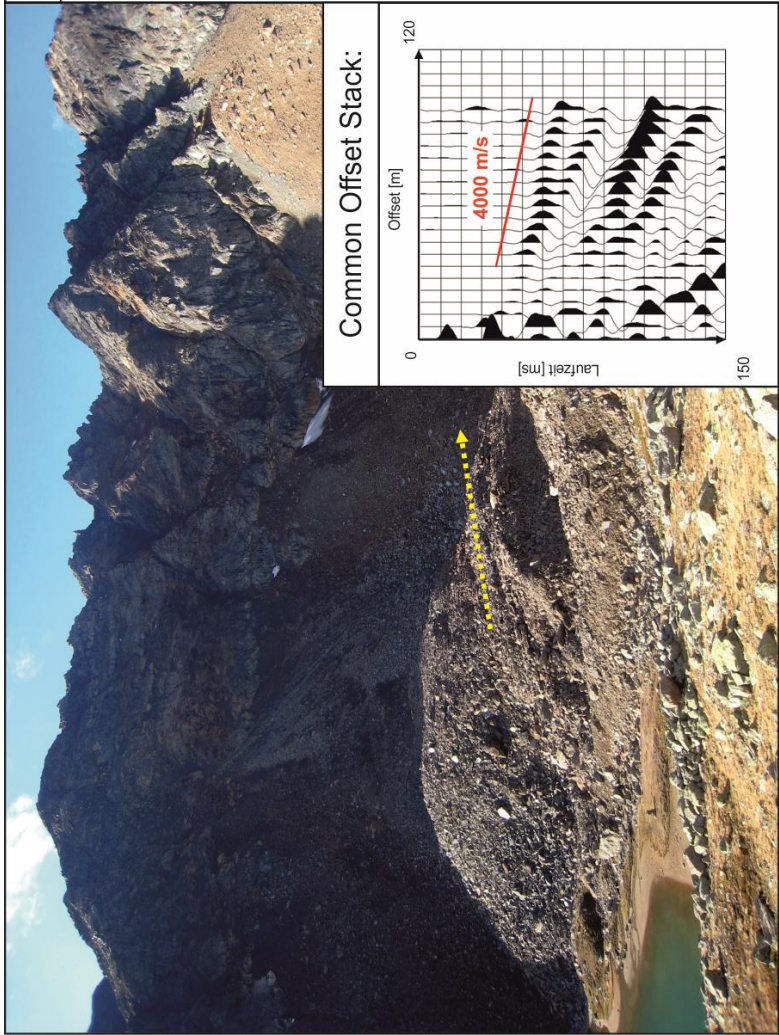


Seismik Profil: S600 (Blockgletscher (aktiv))

2D-Refraktionsseismik:

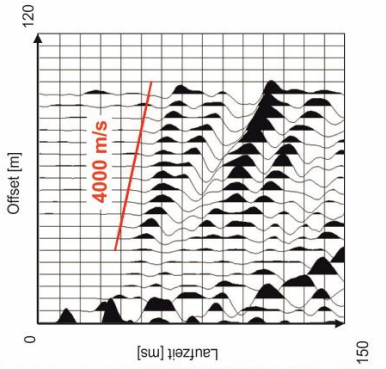


Ø Tiefe = 7 m
 Tiefe min = 5 m
 Tiefe max = 9 m
 Profilmessung = 18°
 Profillänge = 100 m

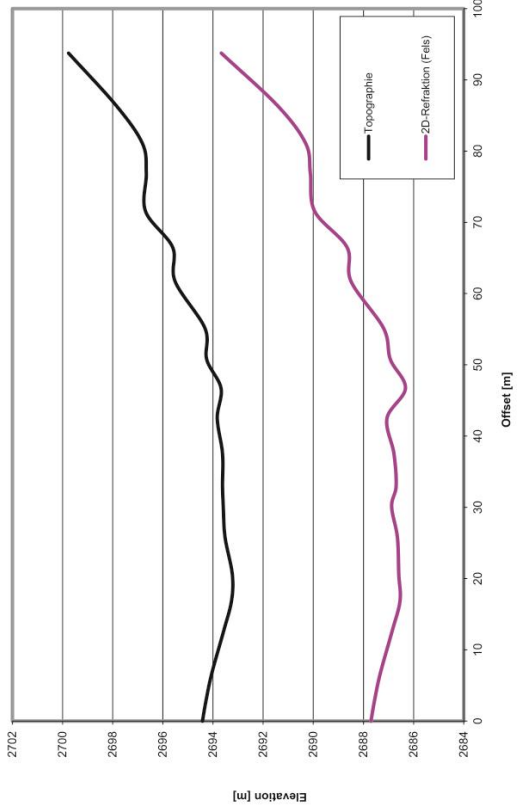


Seismik Profil: S700 (Blockgletscher)

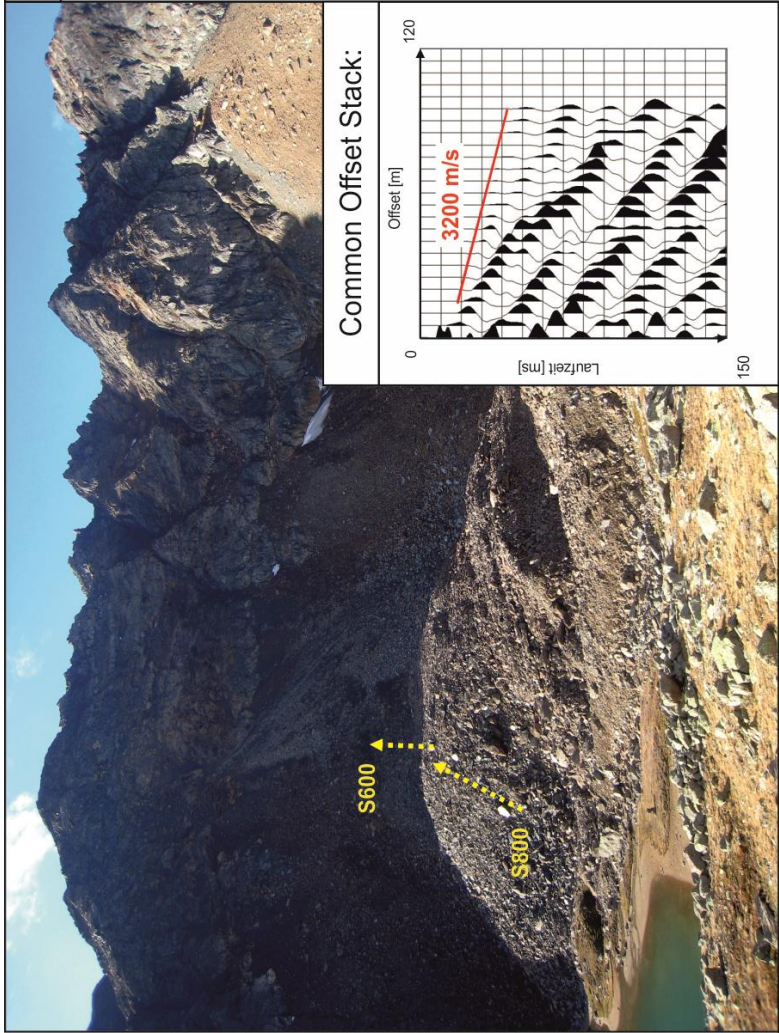
Common Offset Stack:



2D-Refraktionsseismik:

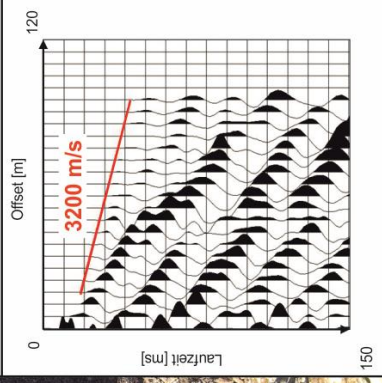


Ø Tiefe = 7 m
 Tiefe min = 6 m
 Tiefe max = 7 m
 Profilineigung = 3°
 Profillänge = 93 m

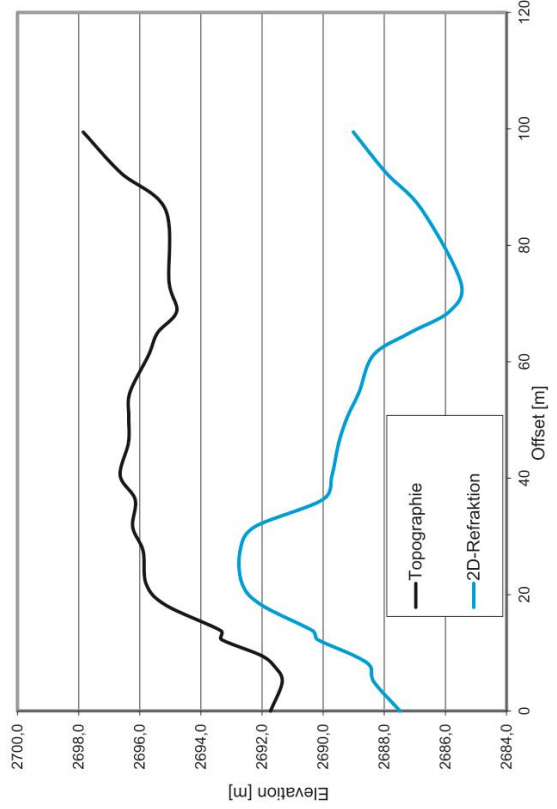


Seismik Profil: S800 (Blockgletscher)

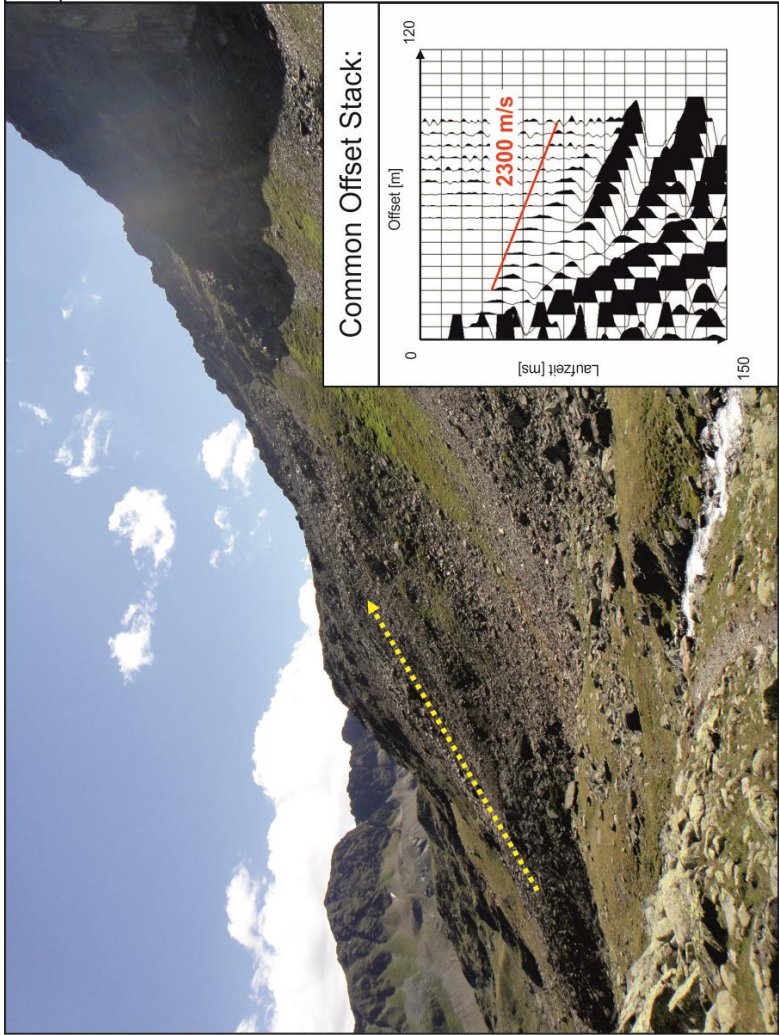
Common Offset Stack:



2D-Refraktionsseismik:

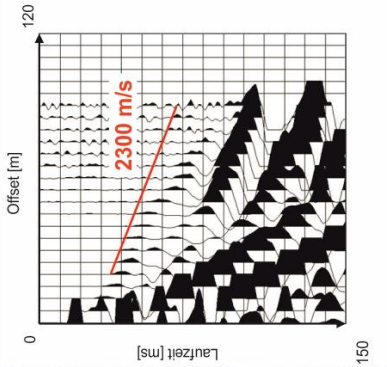


Ø Tiefe = 6 m
 Tiefe min = 3 m
 Tiefe max = 10 m
 Profilmengung = 3°
 Profillänge = 100 m

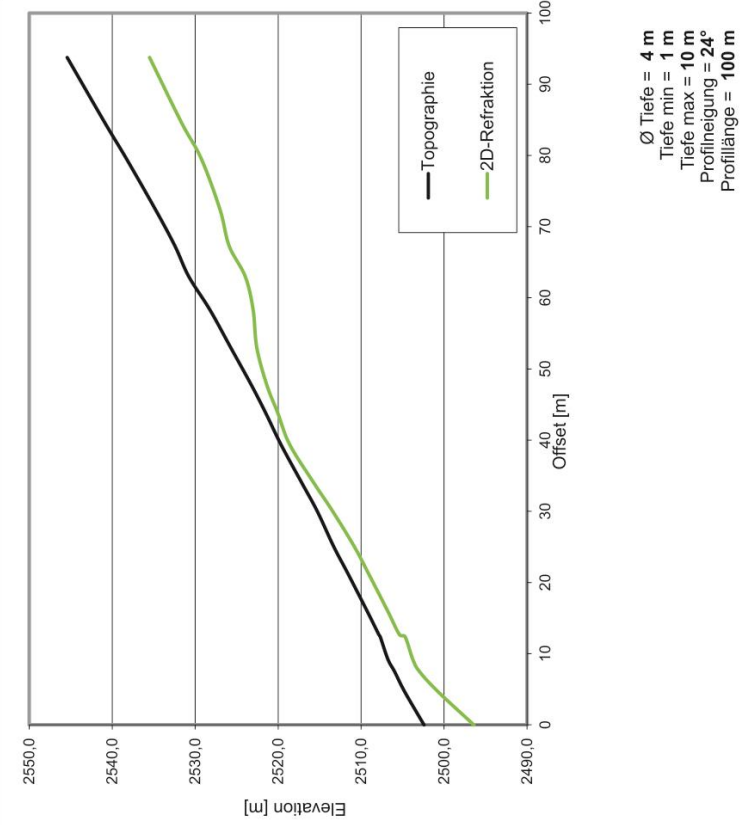


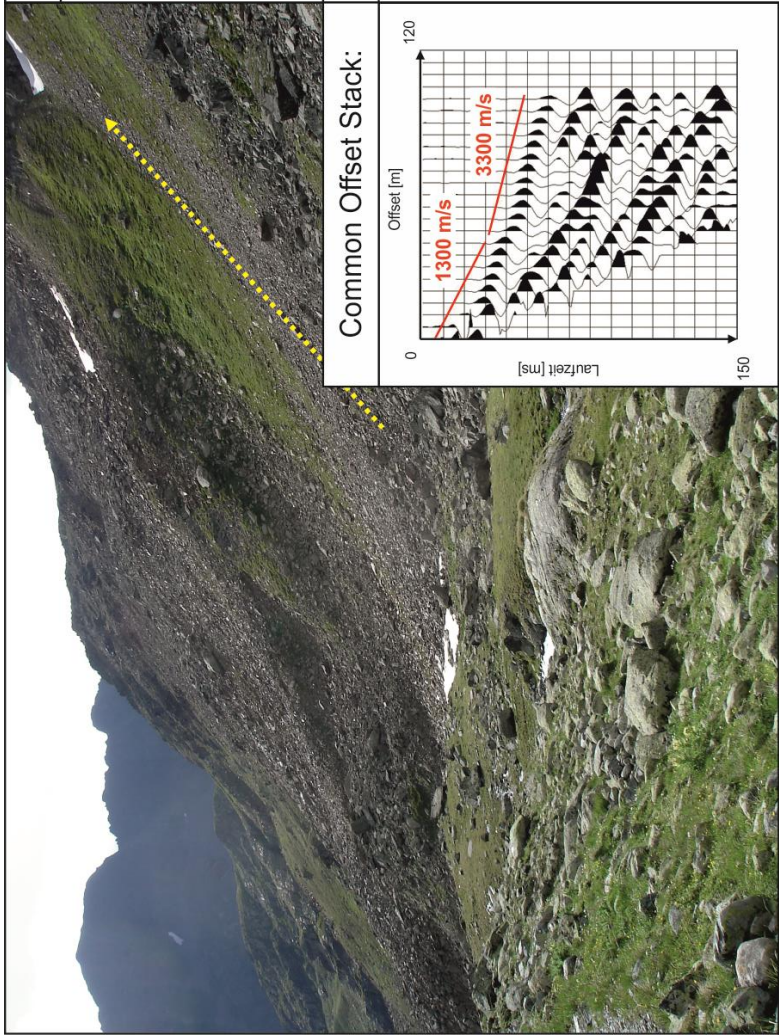
Seismik Profil: S1000 (Blockgletscher)

Common Offset Stack:

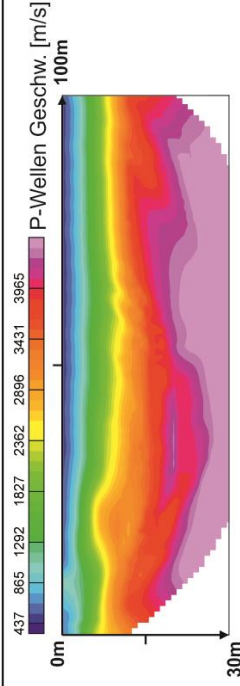


2D-Refraktionsseismik:

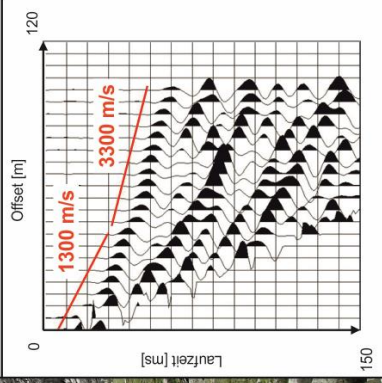




Tomographie:

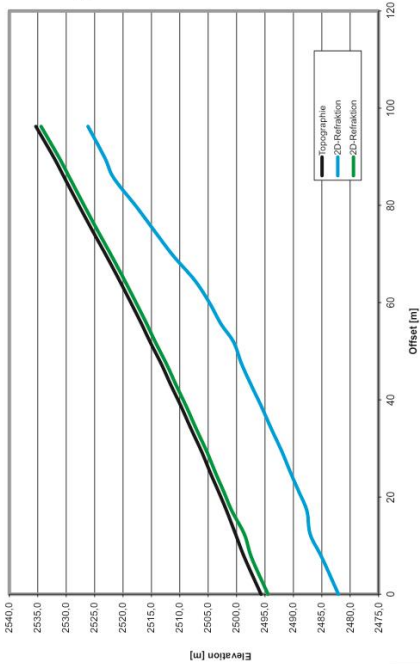


Common Offset Stack:

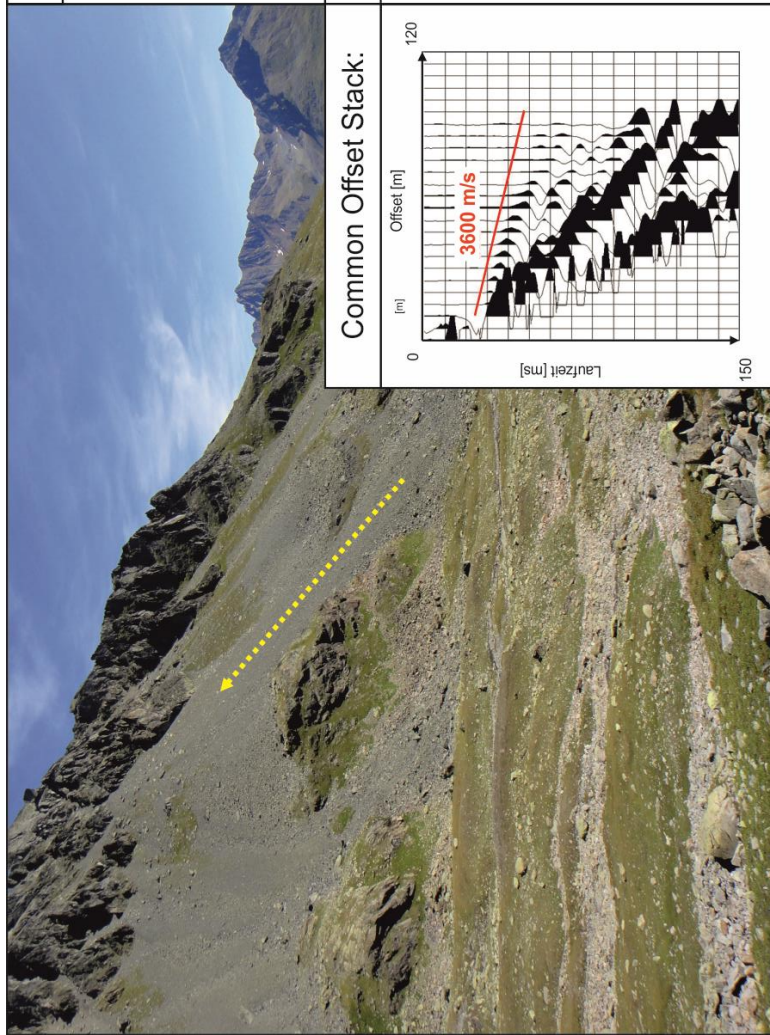


2D-Refraktionsseismik:

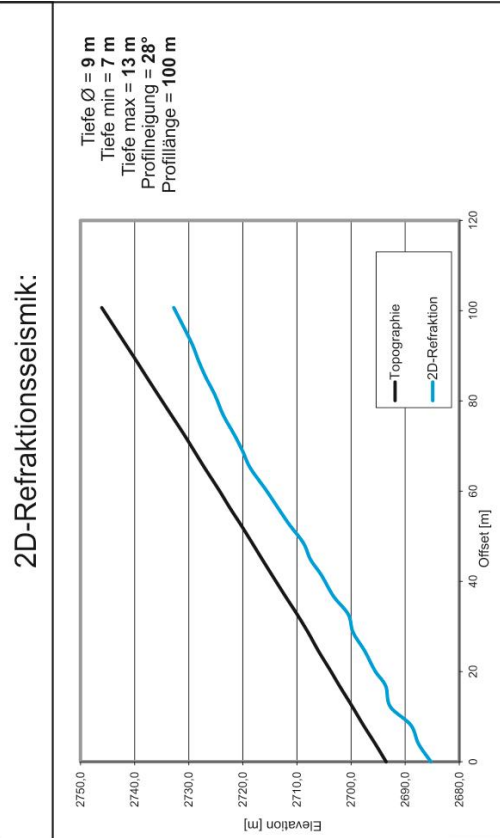
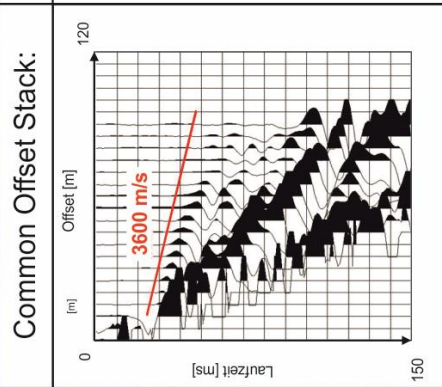
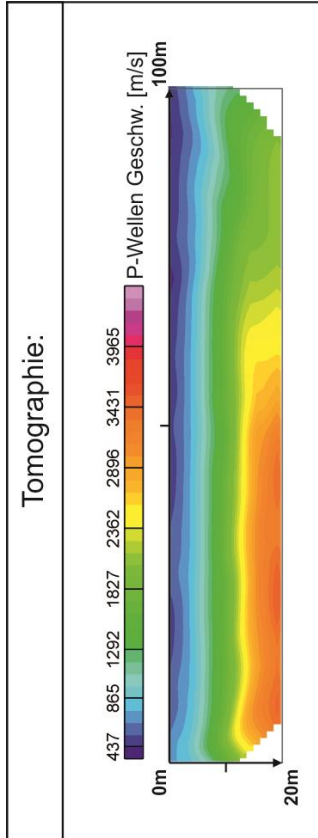
Tiefe \varnothing = 13 m
 Tiefe min = 9 m
 Tiefe max = 15 m
 Profillängung = 22°
 Profillänge = 96 m

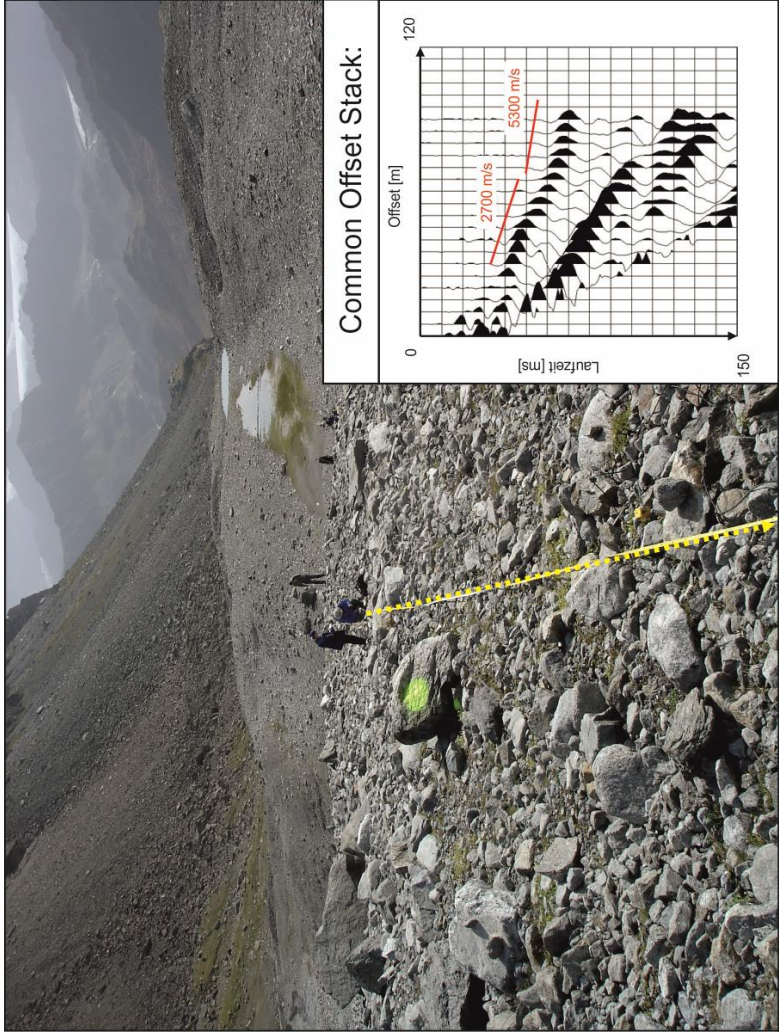


Seismik Profil: S1100 (Schuttkörper)

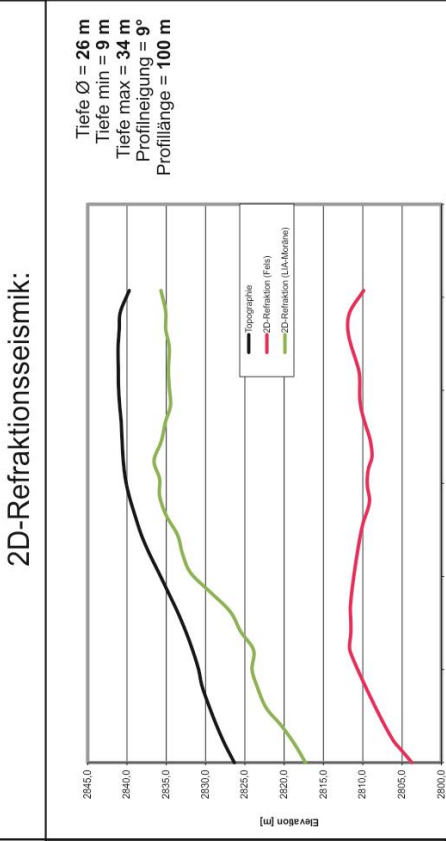
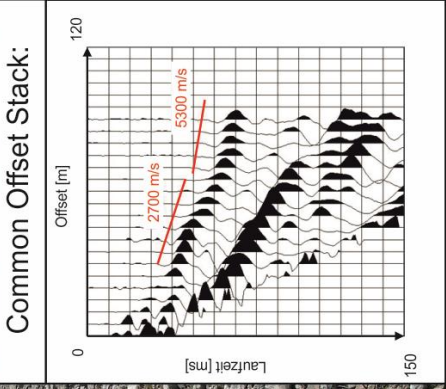
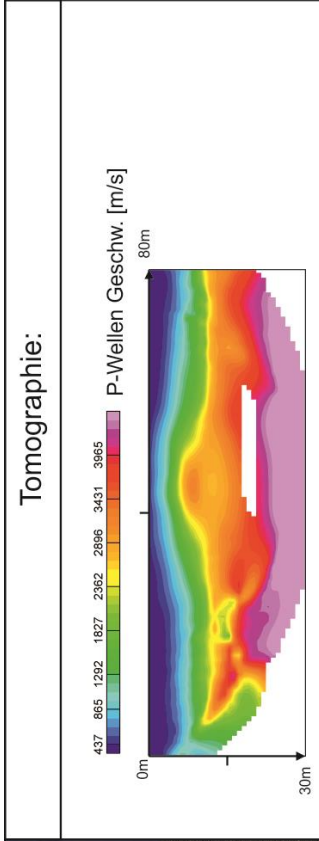


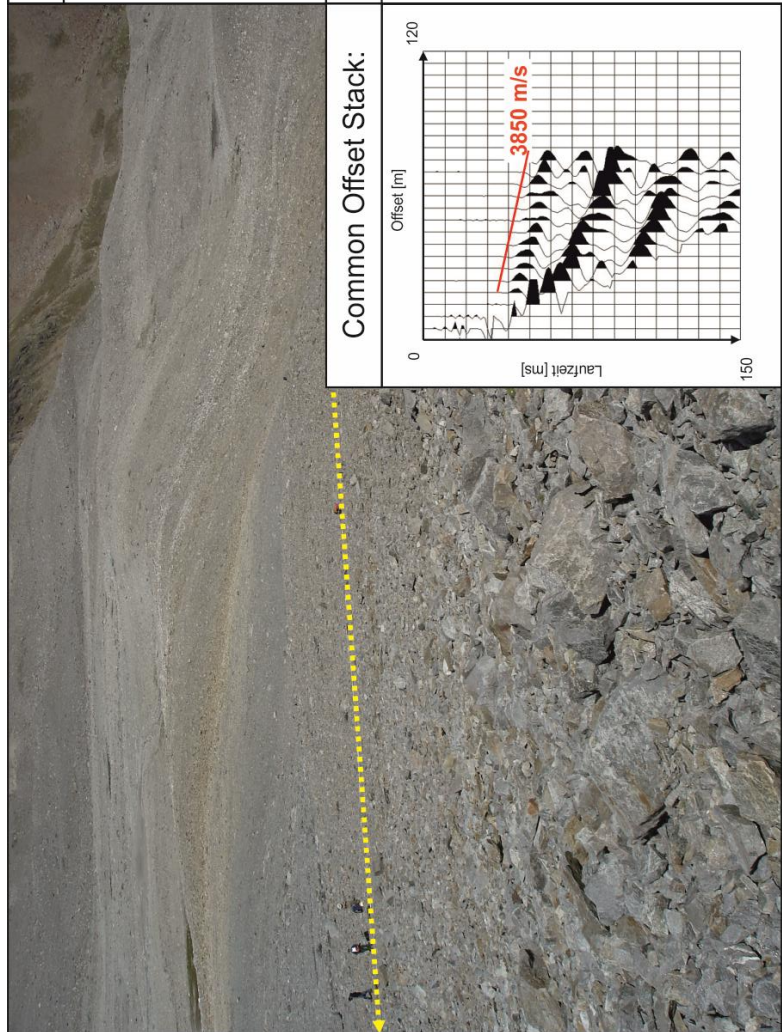
Seismik Profil: S1700 (Schuttkörper)



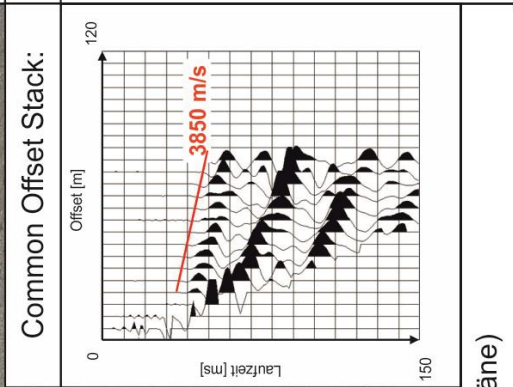
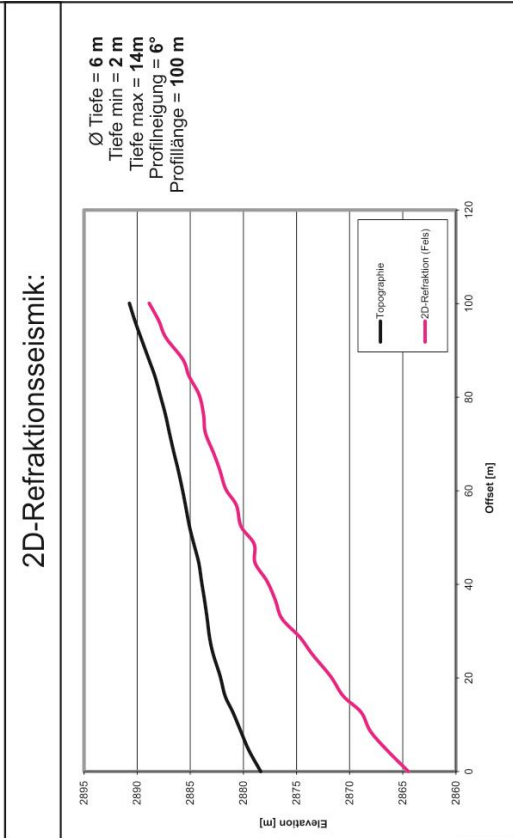
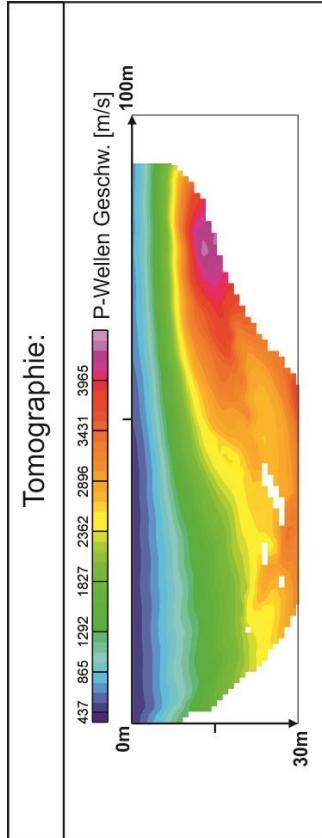


Seismik Profil: S1800 (LIA-Moräne)

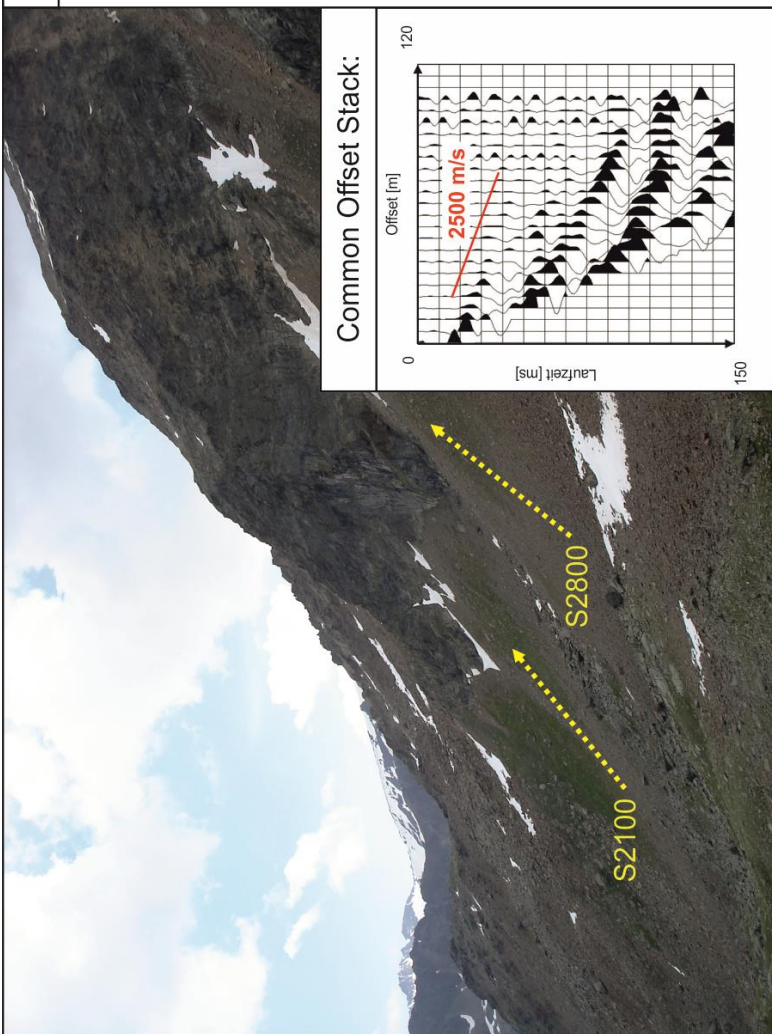
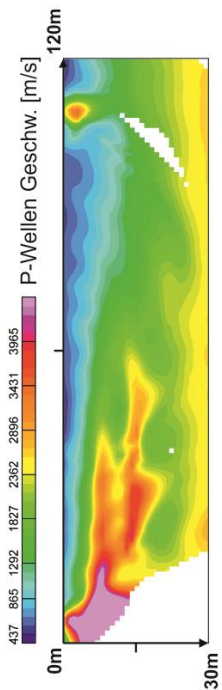




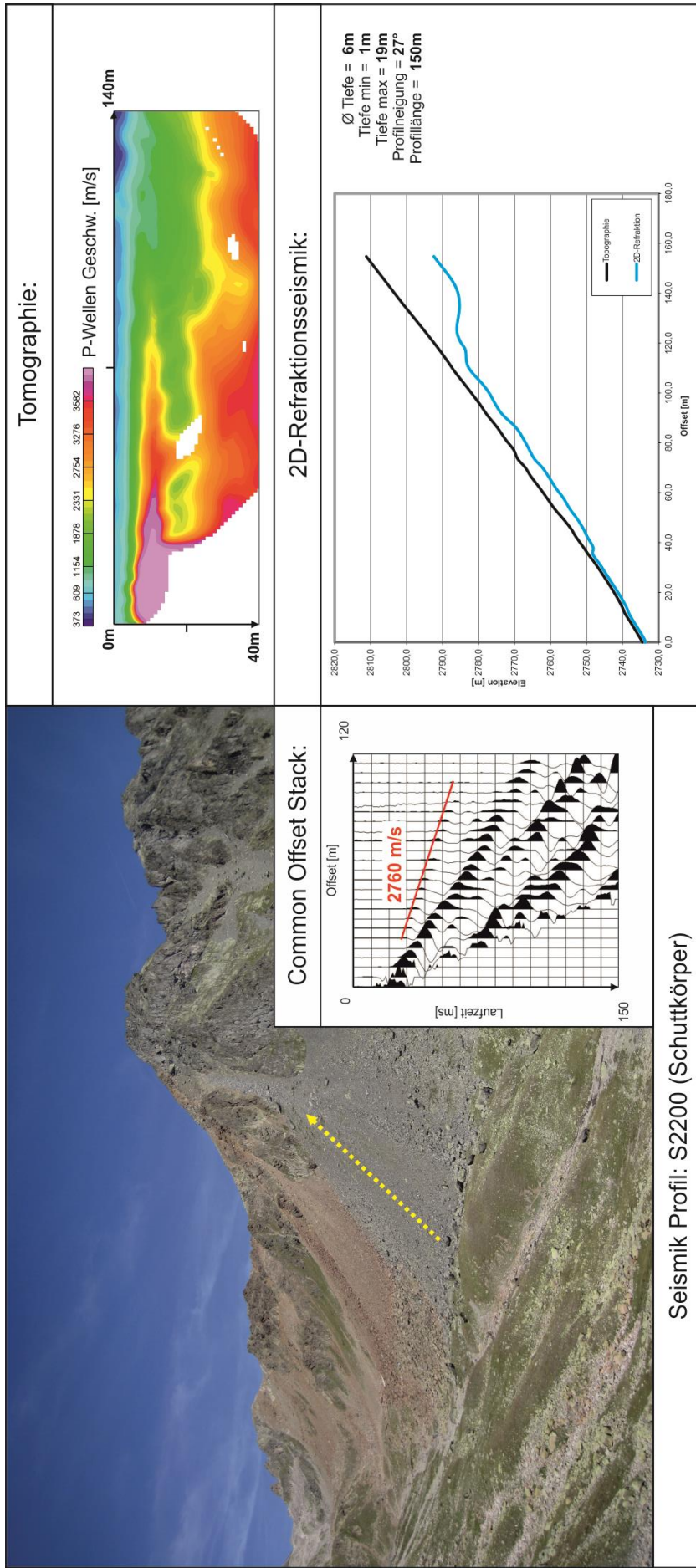
Seismik Profil: S1900 (LIA-Moräne)

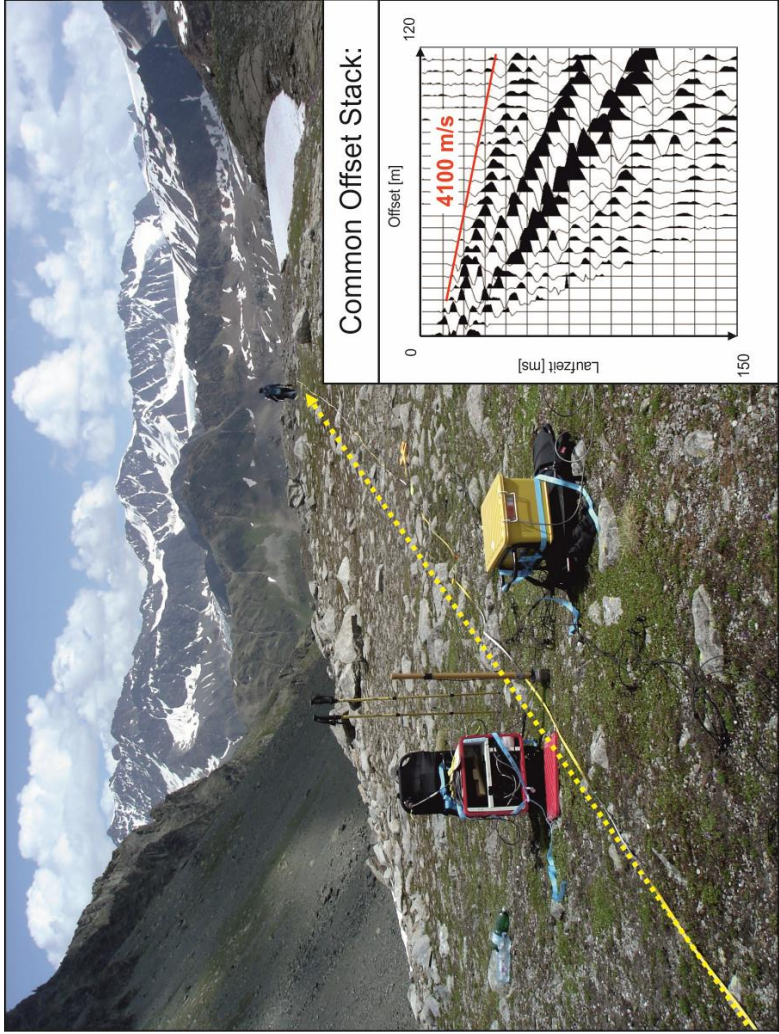


Tomographie:

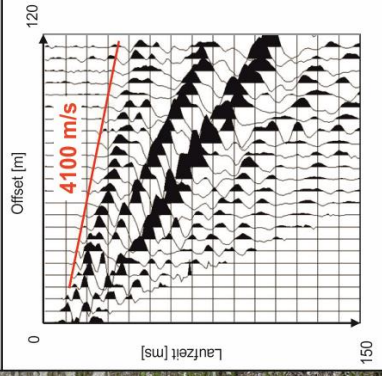


Seismik Profil: S2100 (Schuttkörper)



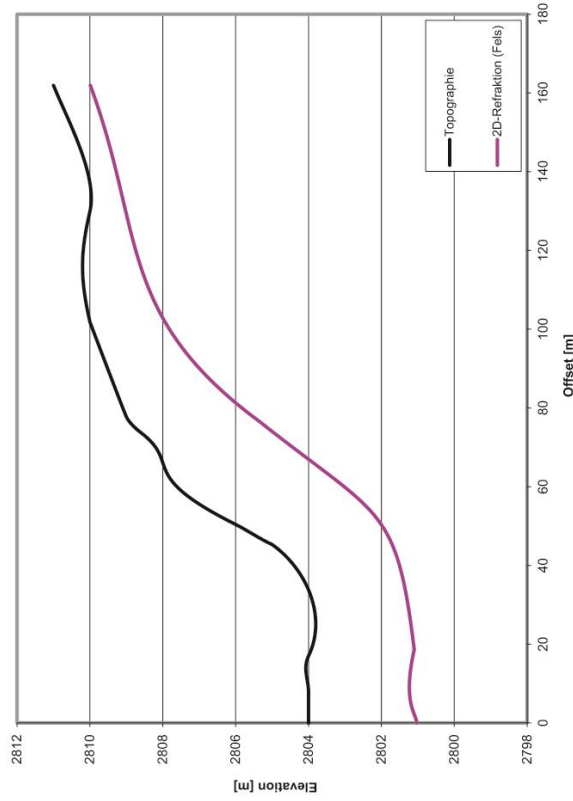


Common Offset Stack:

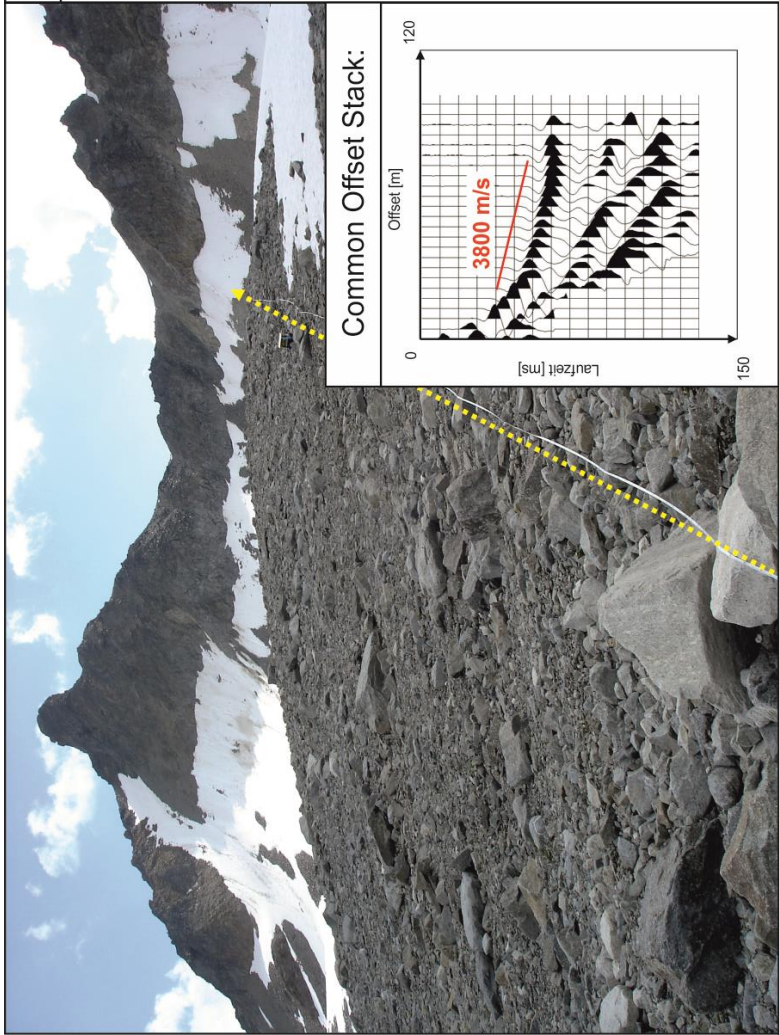


Seismik Profil: S2300 (Pre-LIA Moräne)

2D-Refraktionsseismik:

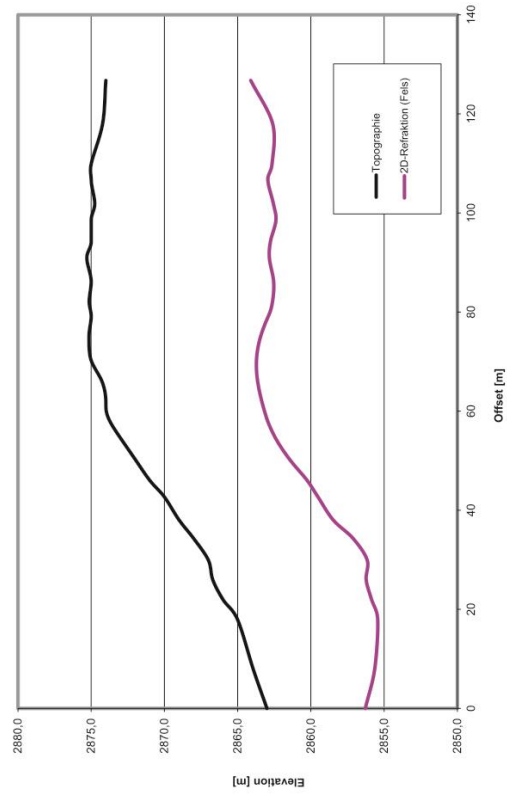


Ø Tiefe = 2 m
 Tiefe min = 1 m
 Tiefe max = 4 m
 Profilineigung = 3°
 Profillänge = 162 m

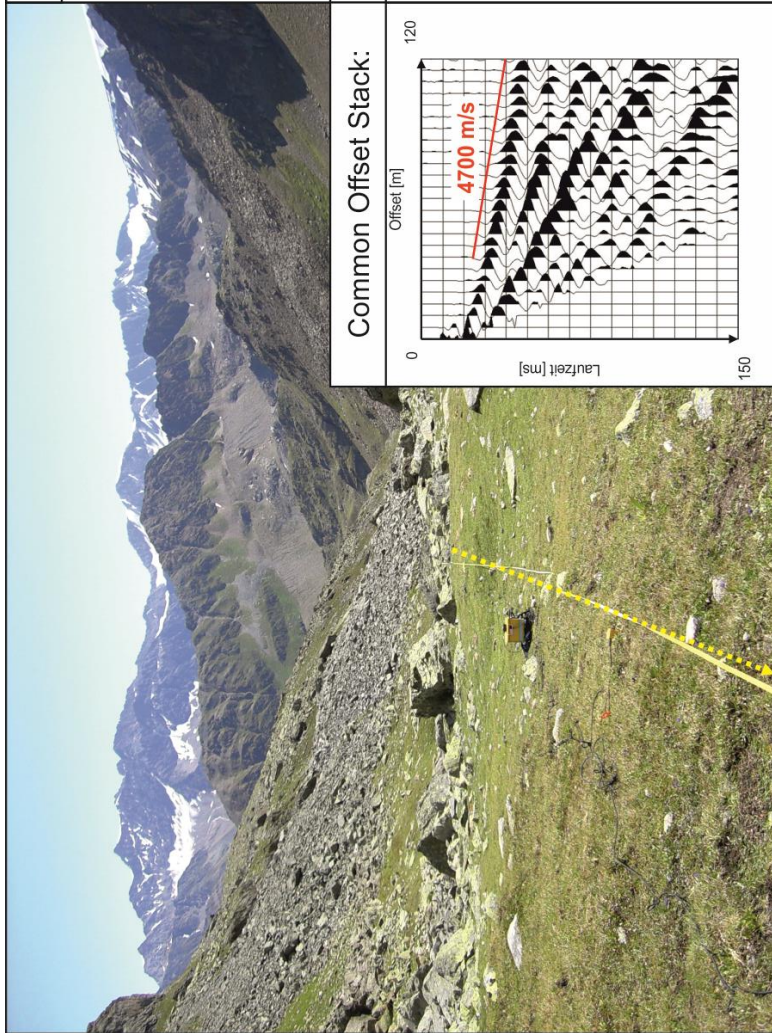


Seismik Profil: S2400 (LIA-Moräne)

2D-Refraktionsseismik:

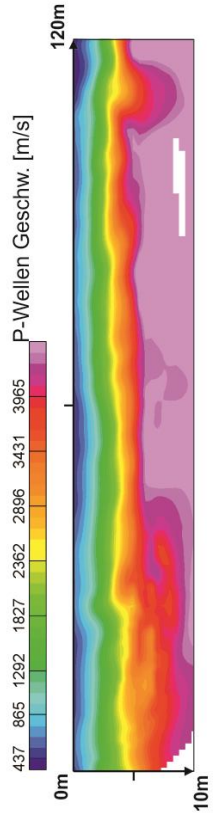


Ø Tiefe = 11 m
 Tiefe min = 7 m
 Tiefe max = 13 m
 Profilineigung = 0-11°
 Profillänge = 127 m

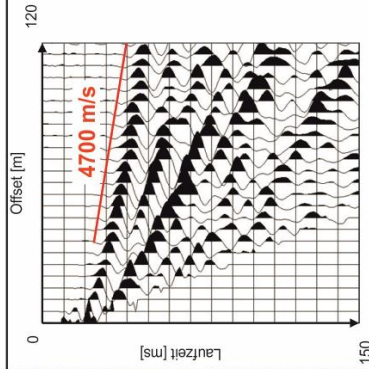


Seismik Profil: S2500 (Pre-LIA Moräne)

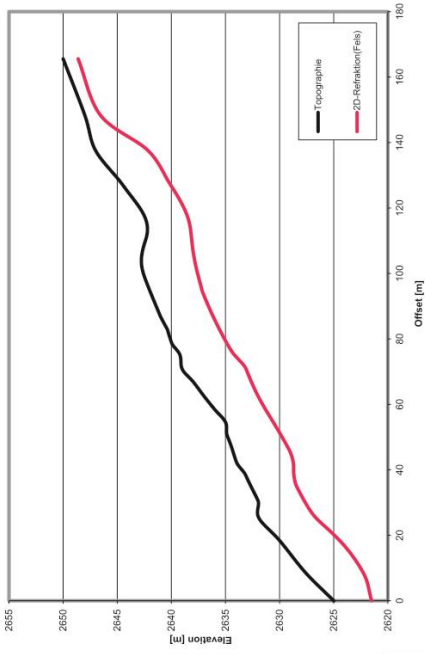
Tomographie:



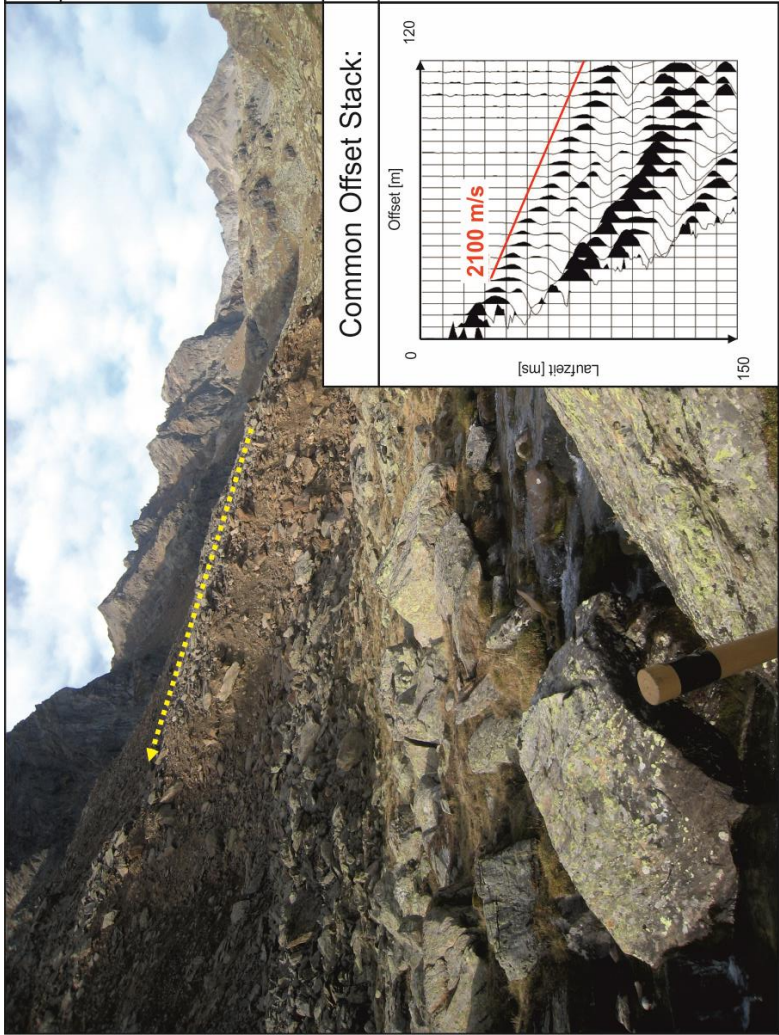
Common Offset Stack:



2D-Refraktionseismik:

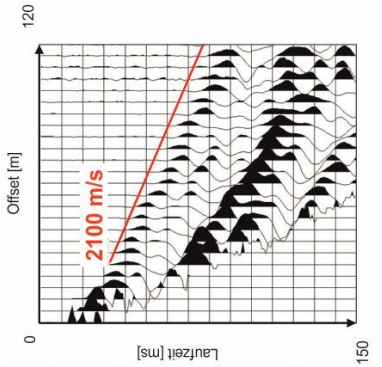


Ø Tiefe = 5 m
 Tiefe min = 1 m
 Tiefe max = 6 m
 Profineigung = 8°
 Profillänge = 165 m

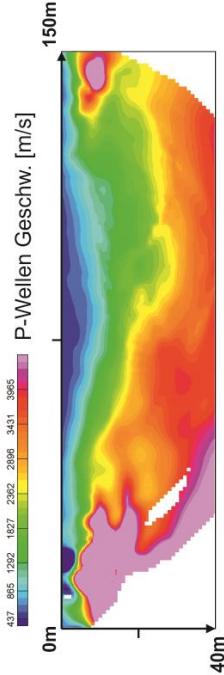


Seismik Profil: S2600 (Blockgletscher)

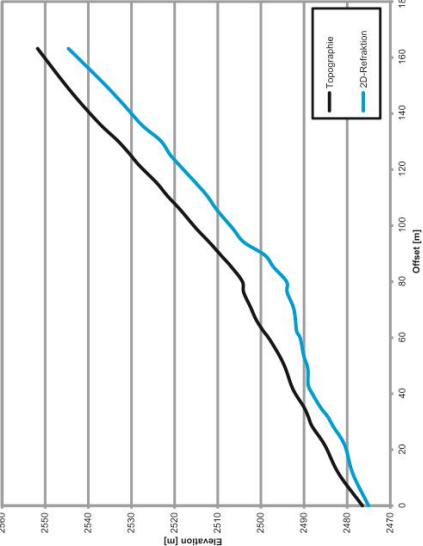
Common Offset Stack:



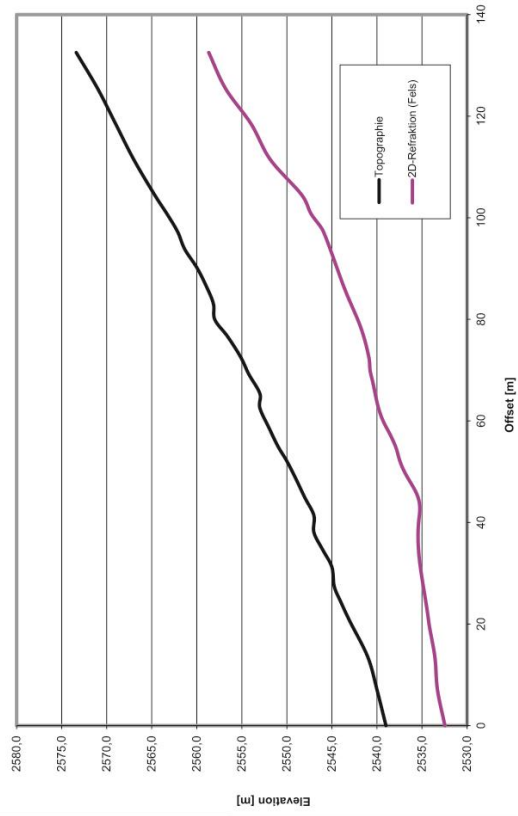
Tomographie:



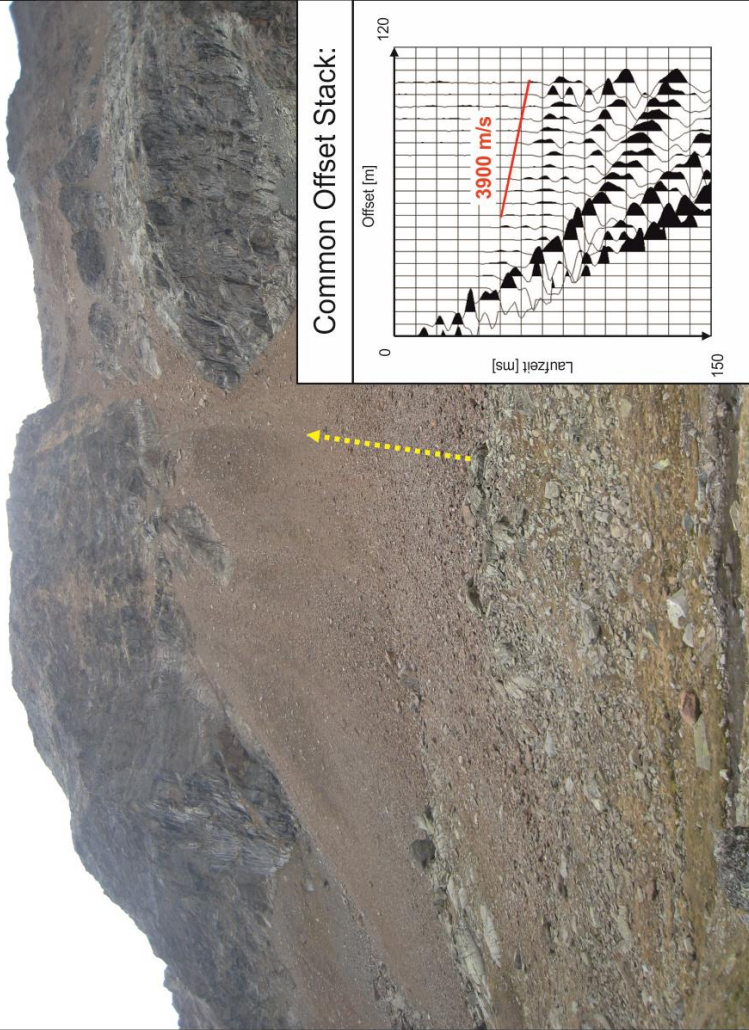
2D-Refraktionsseismik:



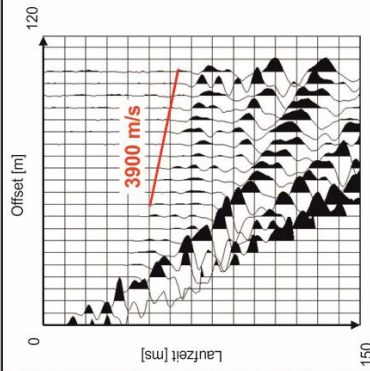
2D-Refraktionsseismik:



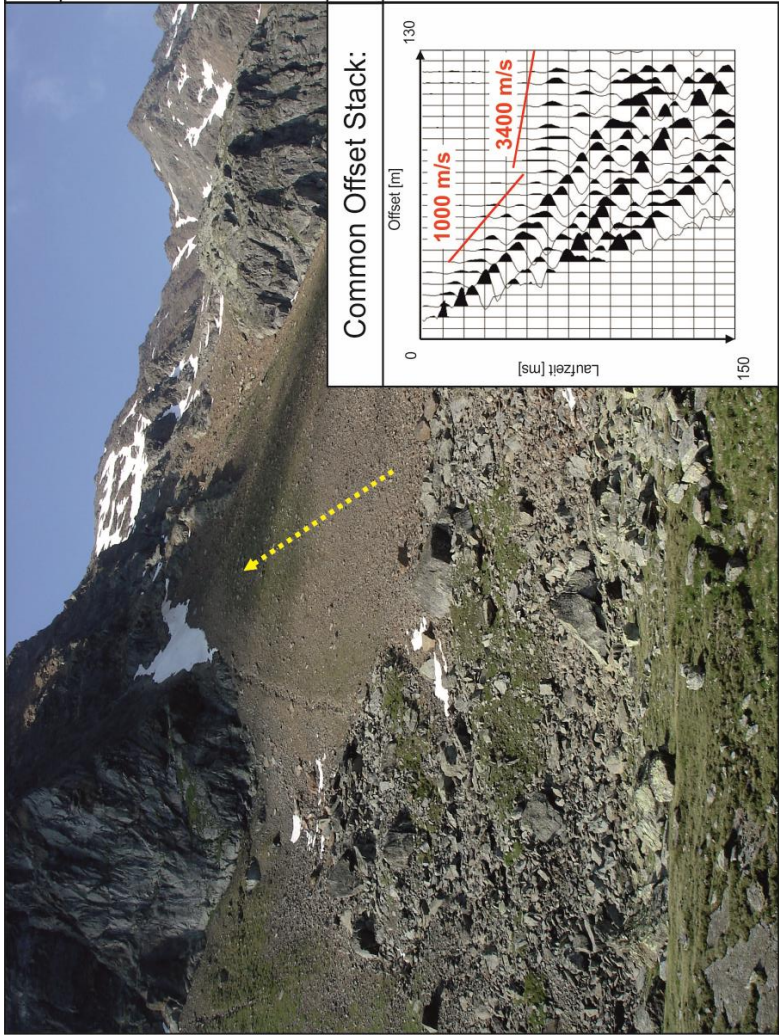
Ø Tiefe = 13 m
 Tiefe min = 7 m
 Tiefe max = 16 m
 Profineigung = 15°
 Profillänge = 130 m



Common Offset Stack:

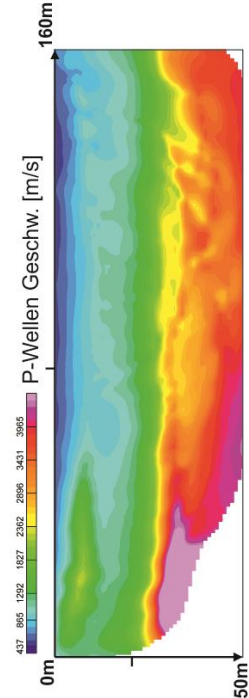


Seismik Profil: S2700 (Schuttkörper)

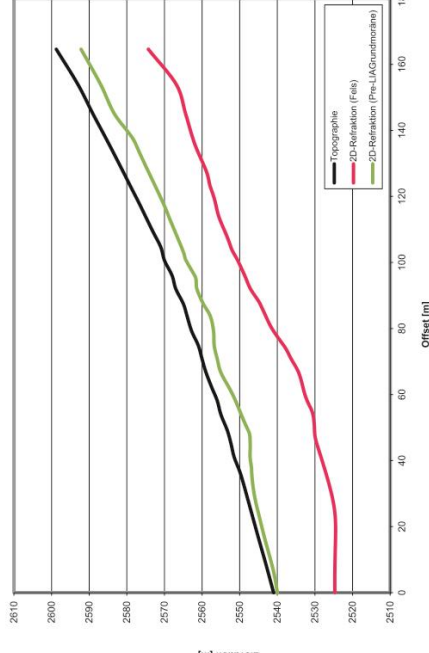


Seismik Profil: S2800 (Schuttkörper)

Tomographie:

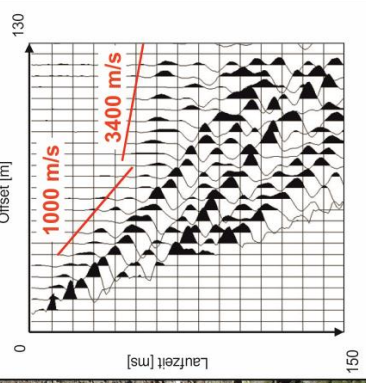


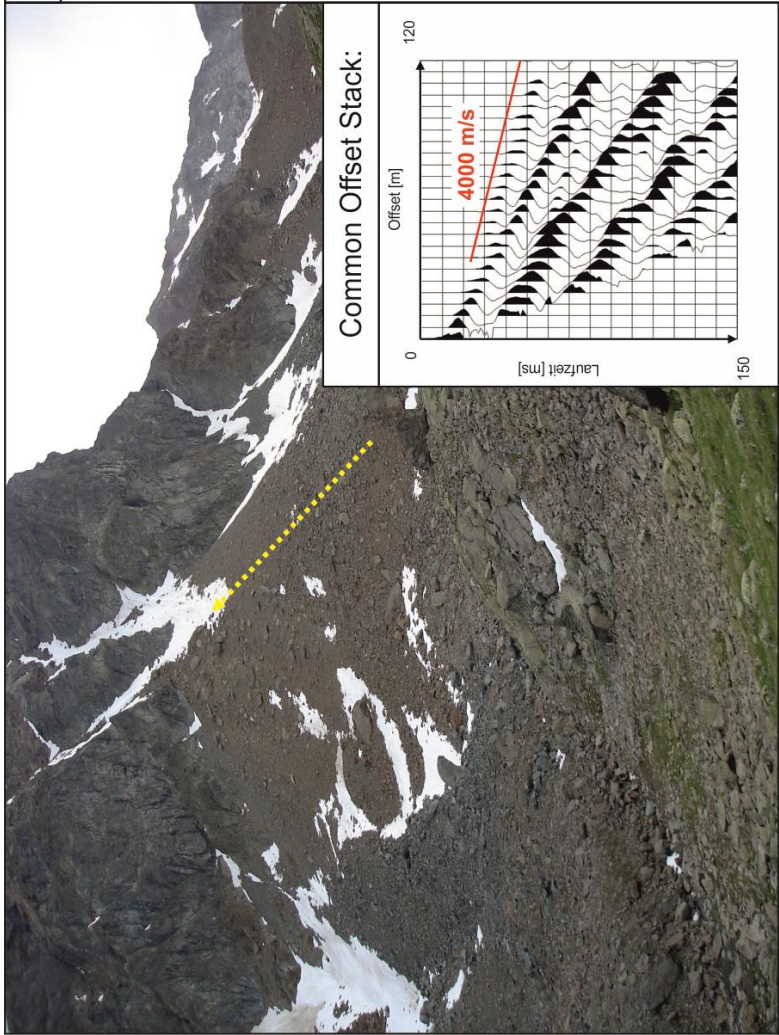
2D-Refraktionseisimik:



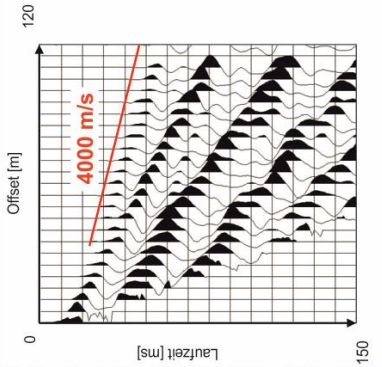
Ø Tiefe = 22 m
 Tiefe min = 16 m
 Tiefe max = 26 m
 Profneigung = 22°
 Prof länge = 160 m

Common Offset Stack:



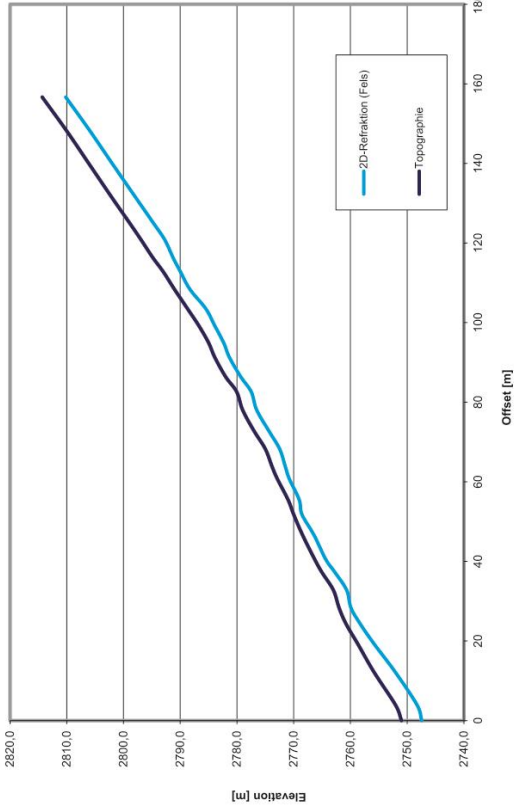


Common Offset Stack:

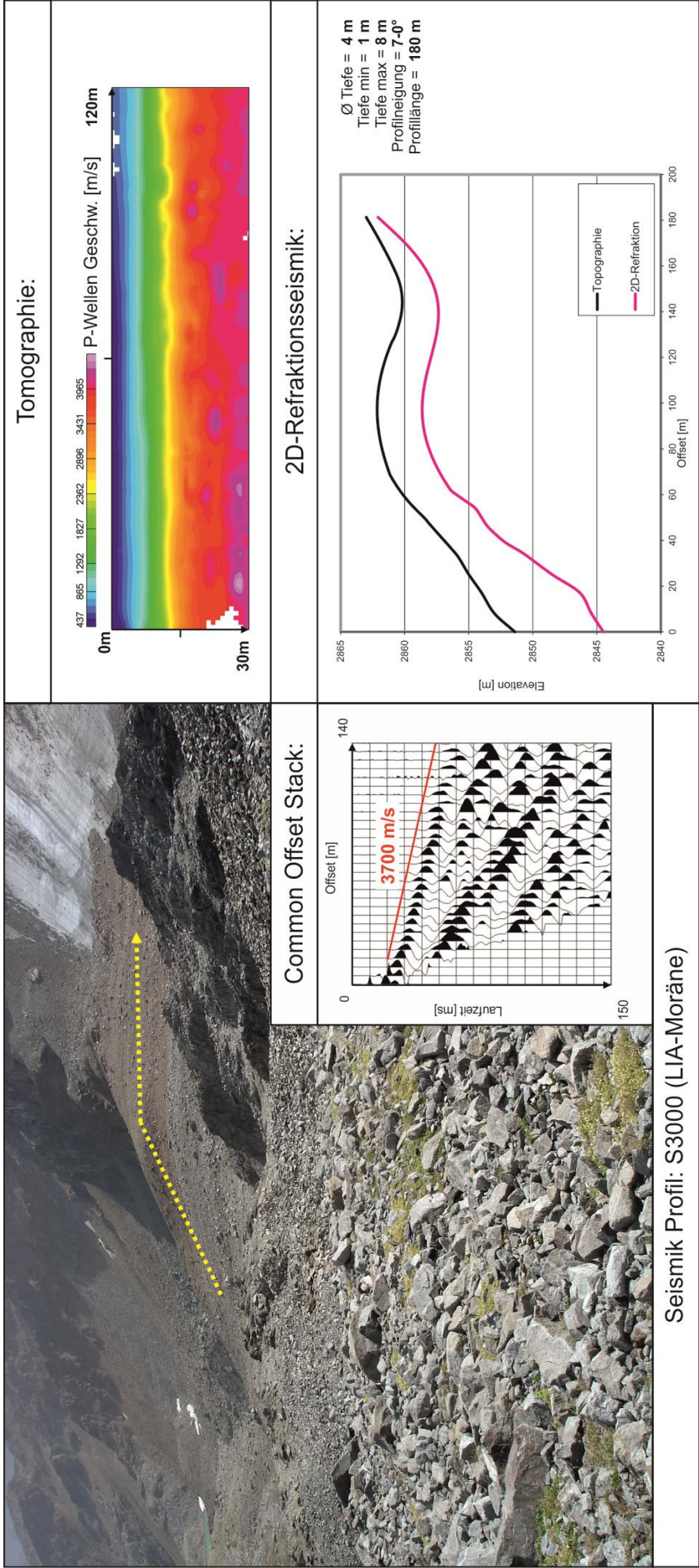


Seismik Profil: S2900 (Blockgletscher)

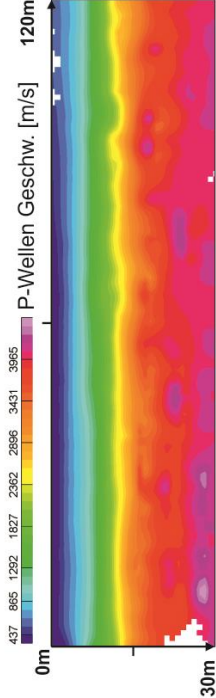
2D-Refraktionsseismik:



Ø Tiefe = 3 m
 Tiefe min = 1 m
 Tiefe max = 4 m
 Profillängung = 21°
 Profillänge = 156 m

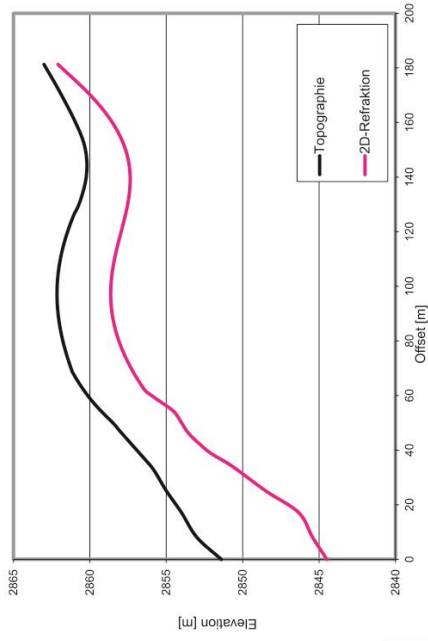


Tomographie:

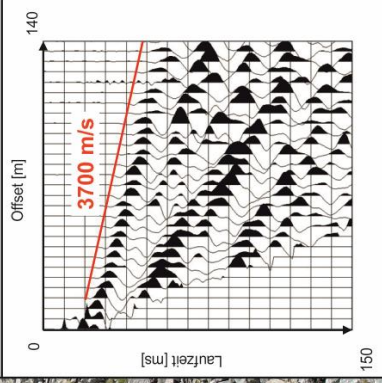


2D-Refraktionsseismik:

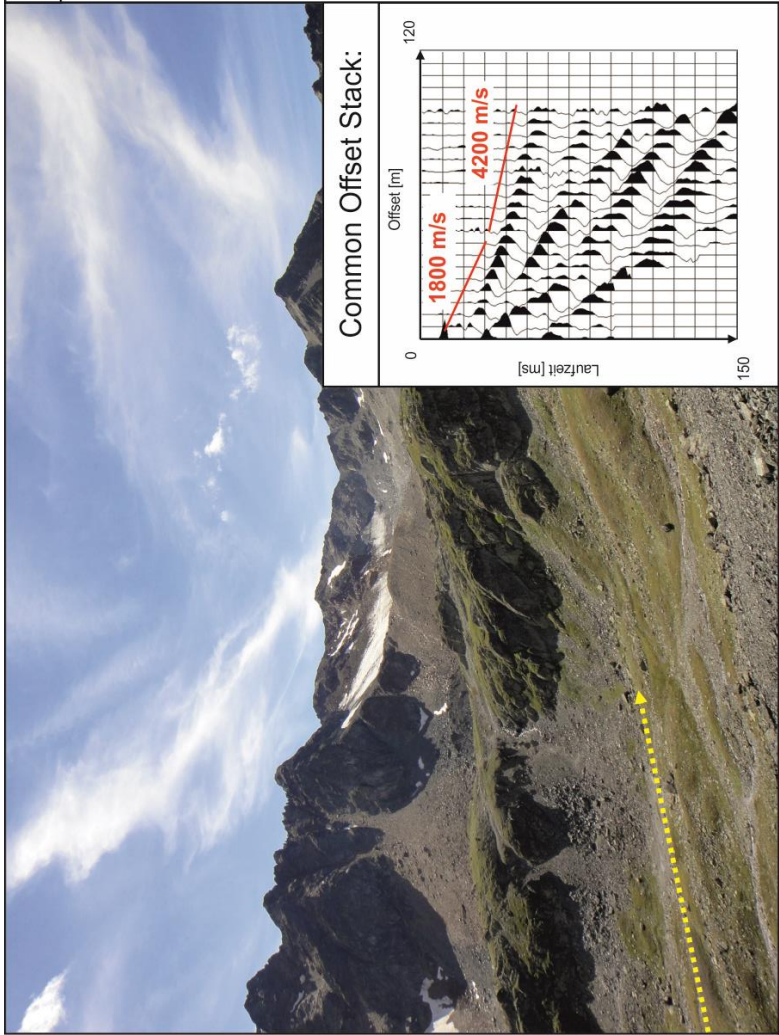
Ø Tiefe = 4 m
 Tiefe min = 1 m
 Tiefe max = 8 m
 Profilleigung = 7-0°
 Profillänge = 180 m



Common Offset Stack:

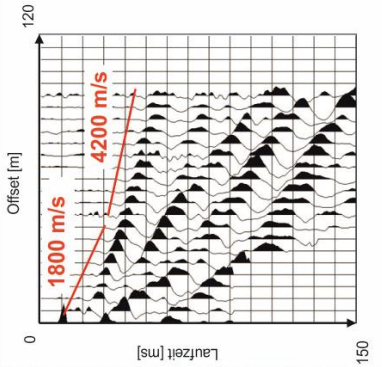


Seismik Profil: S3000 (LIA-Moräne)

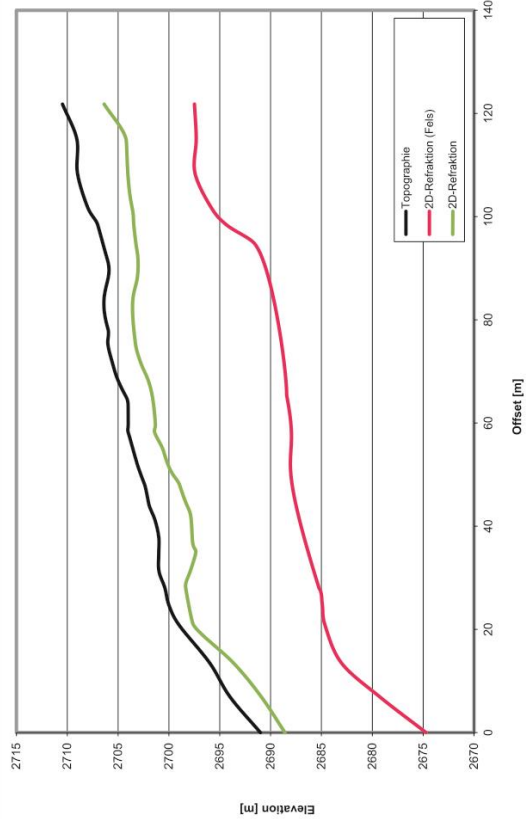


Seismik Profil: S3100 (Pre-LIA Moräne)

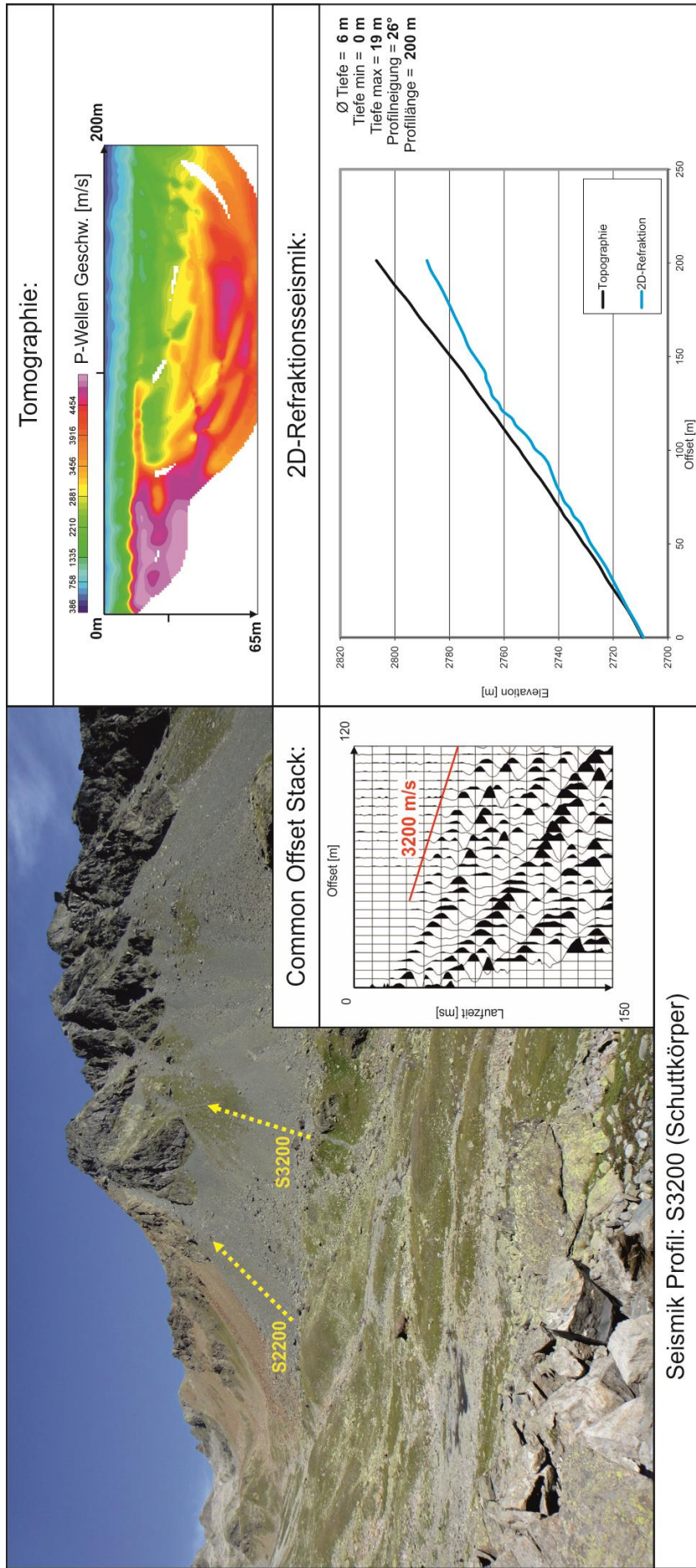
Common Offset Stack:

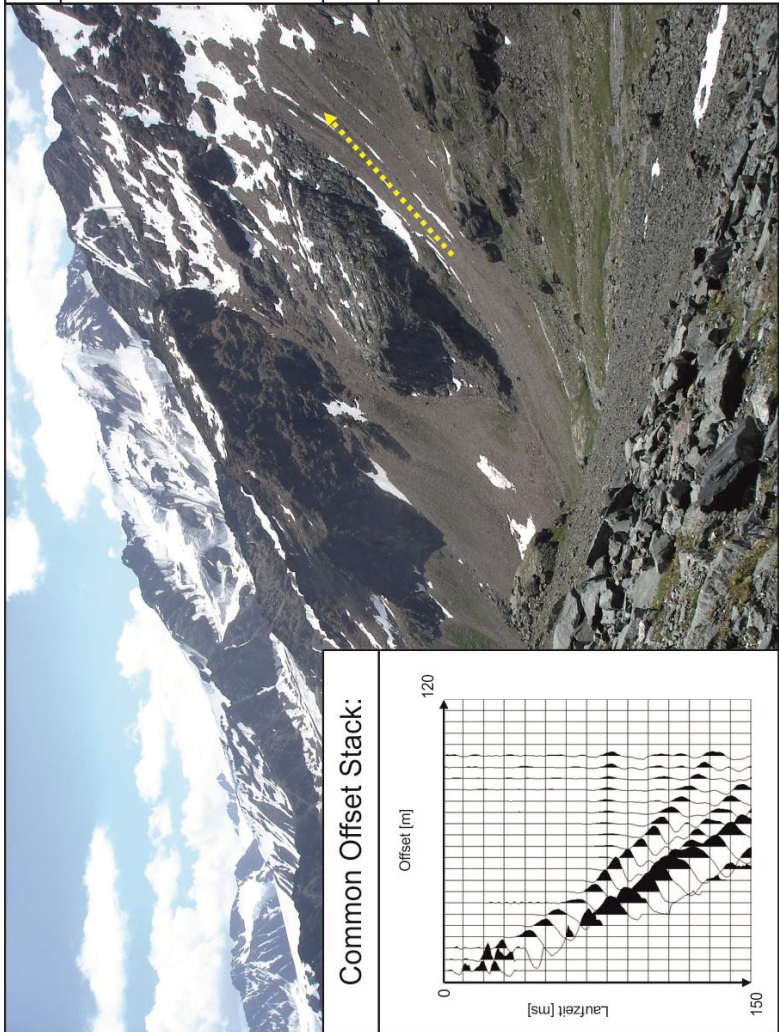


2D-Refraktionsseismik:



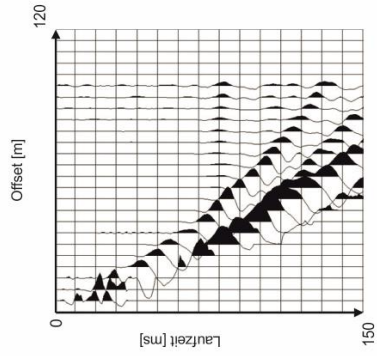
Ø Tiefe = 14 m
 Tiefe min = 10 m
 Tiefe max = 18 m
 Profilineigung = 7°
 Profillänge = 120 m



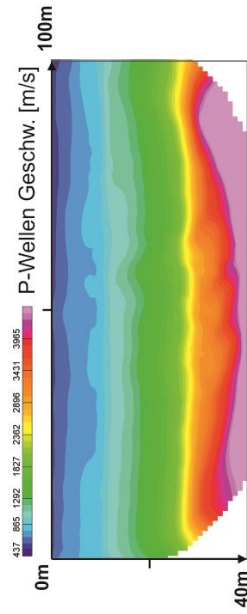


Seismik Profil: S3700 (Schuttkörper)

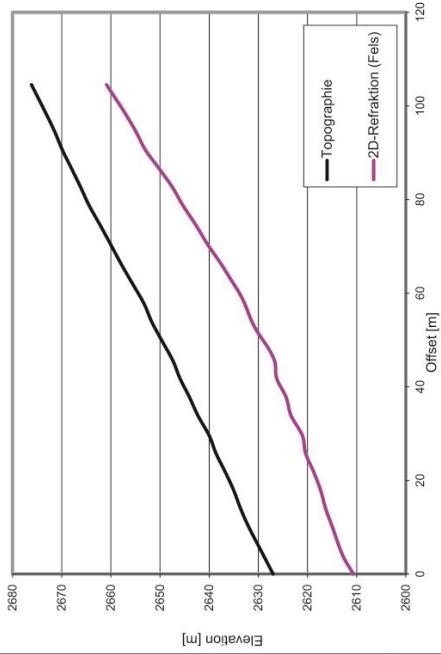
Common Offset Stack:



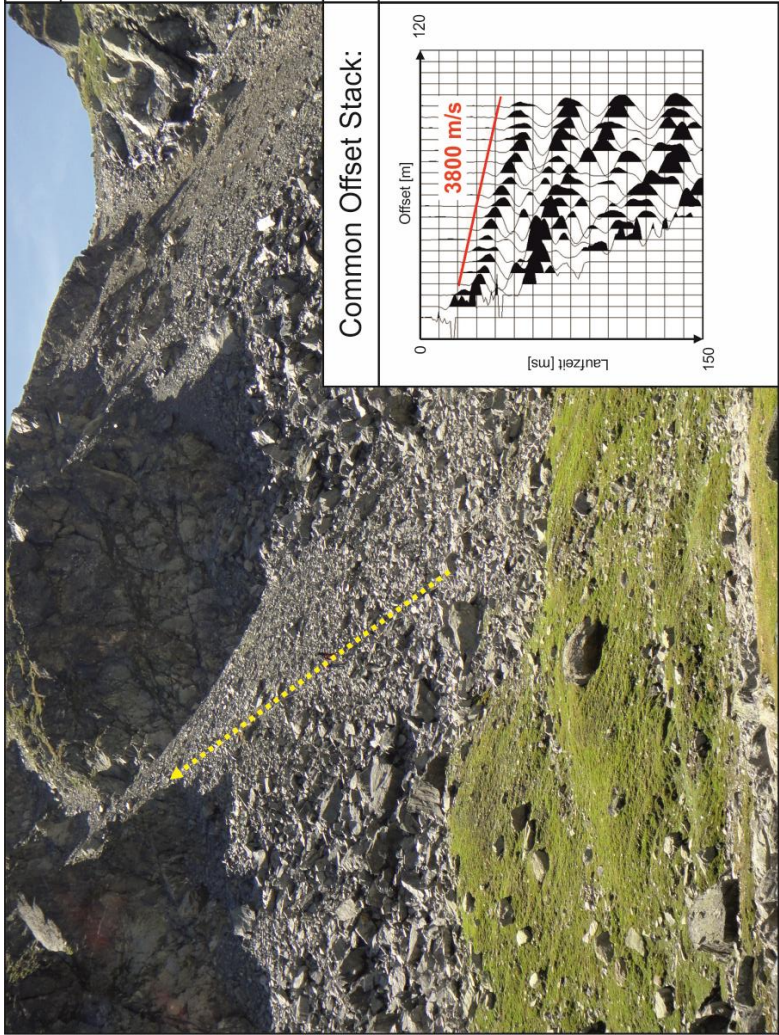
Tomographie:



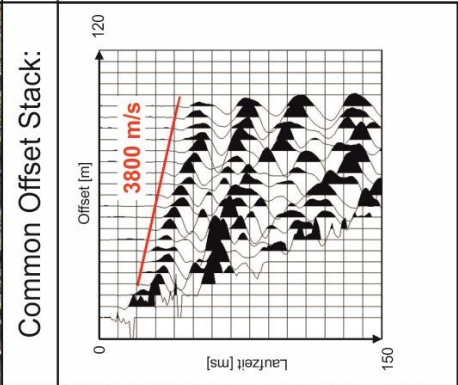
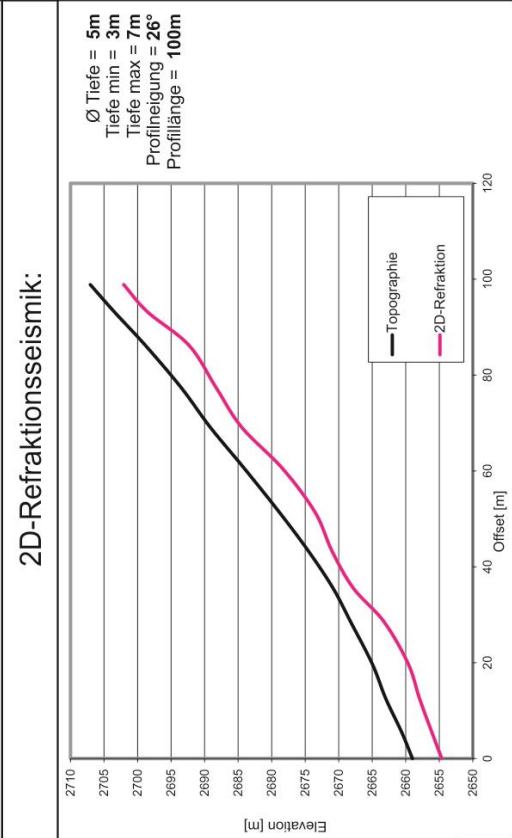
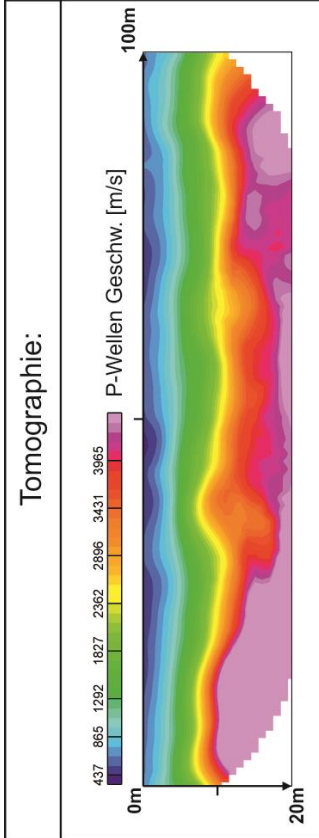
2D-Refraktionsseismik:

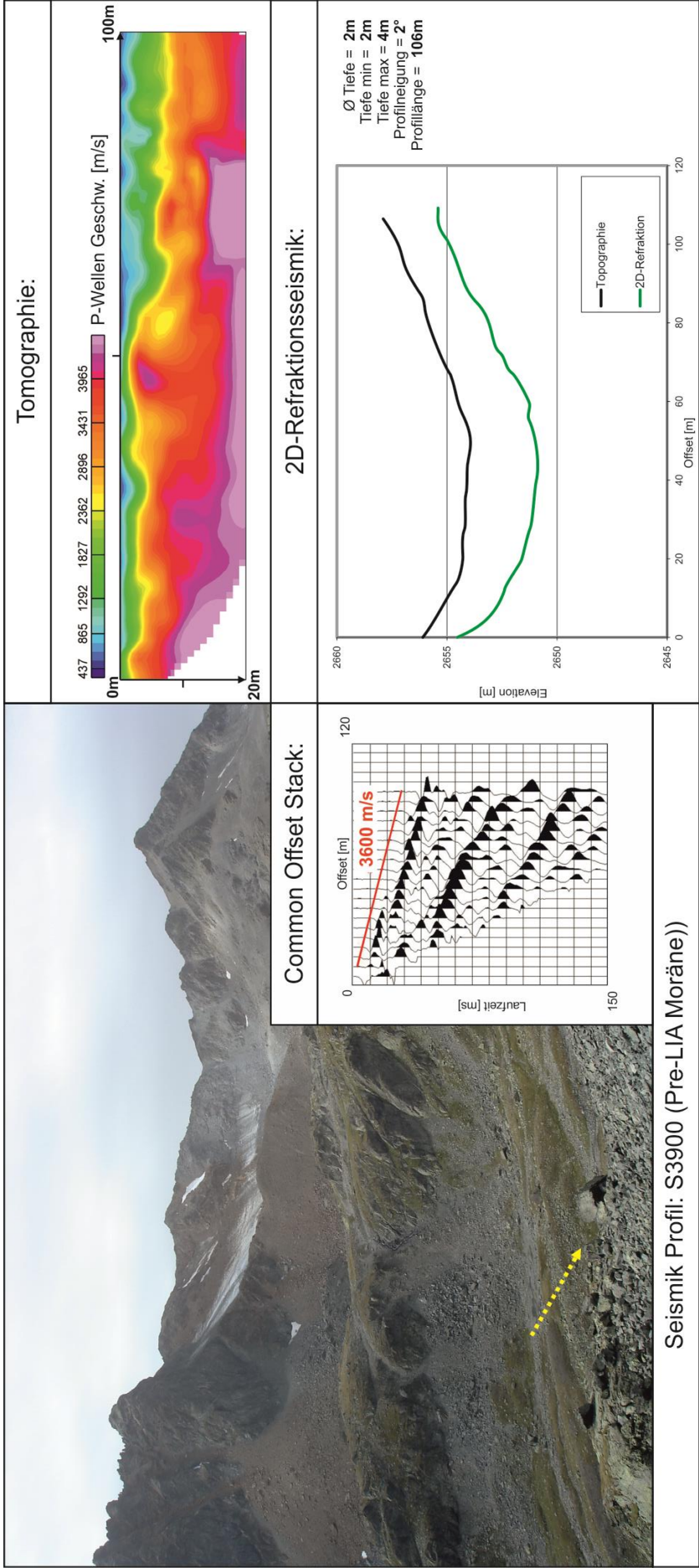


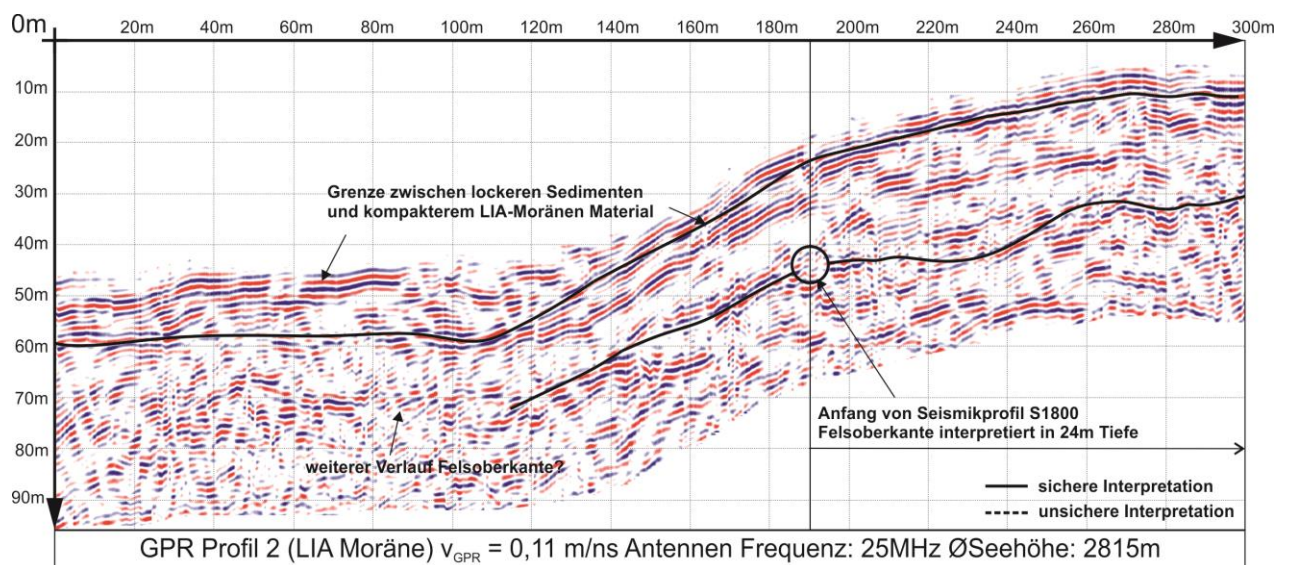
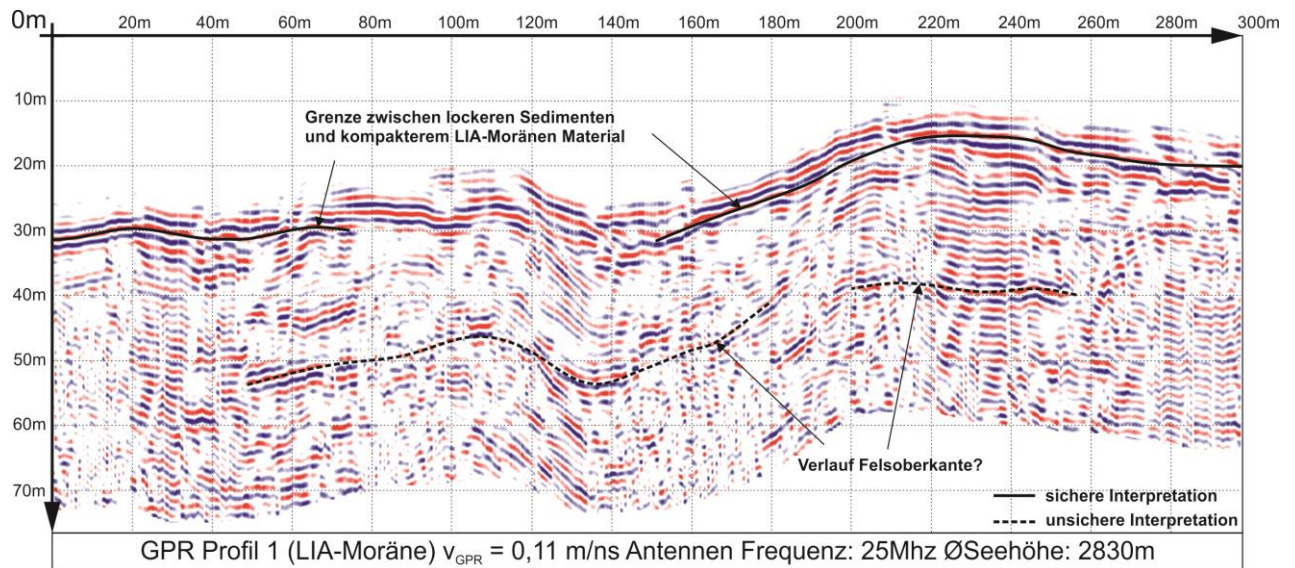
\emptyset Tiefe = 18 m
 Tiefe min = 15 m
 Tiefe max = 21 m
 Profilineigung = 25°
 Profillänge = 100 m

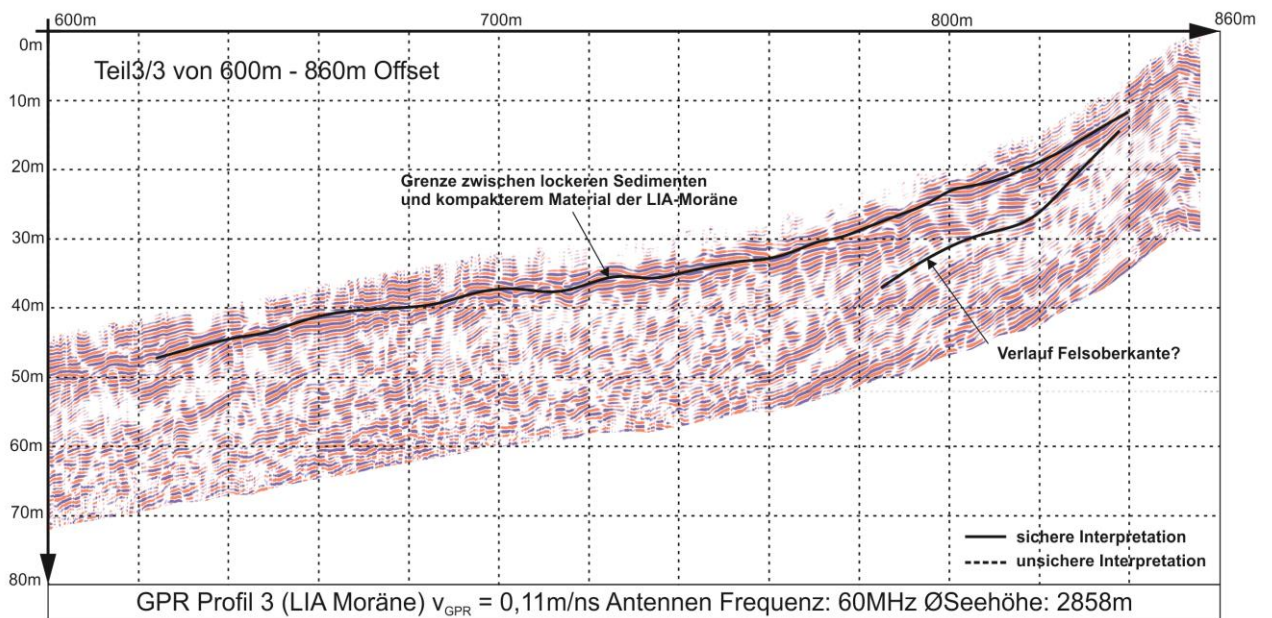
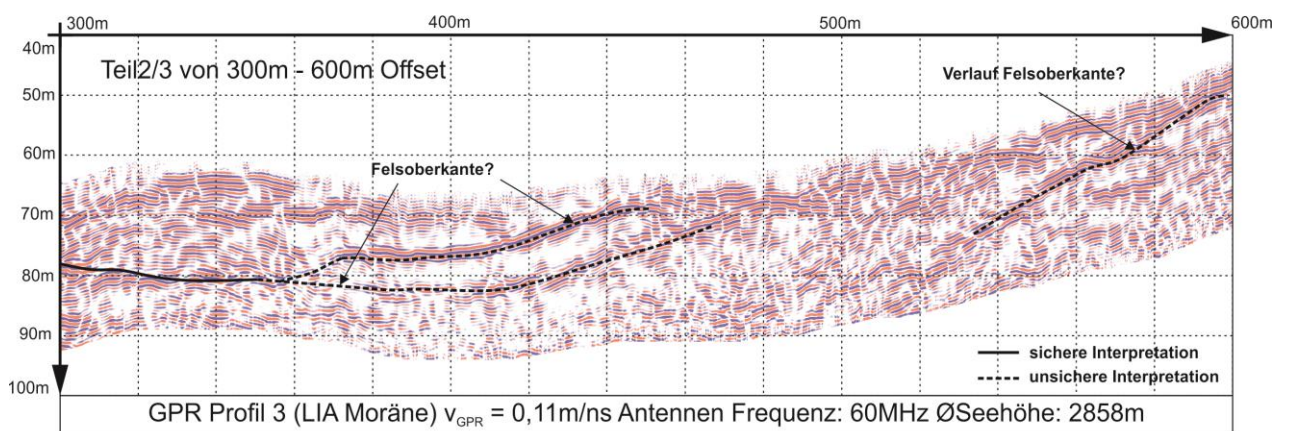
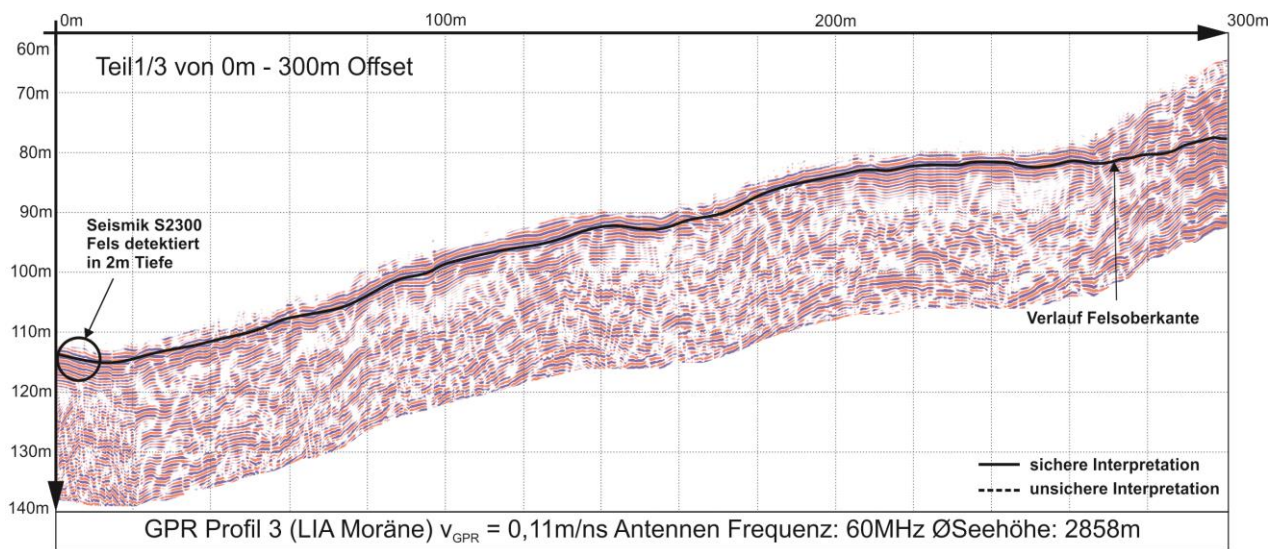


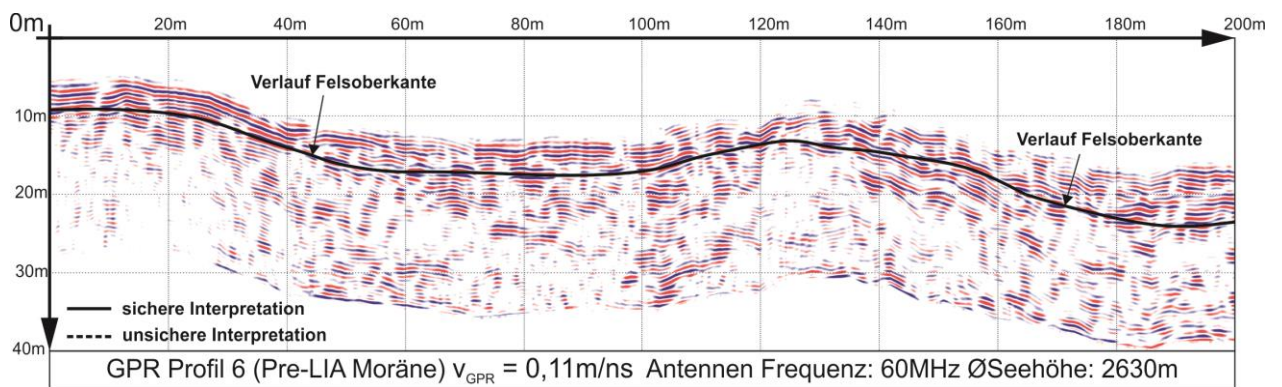
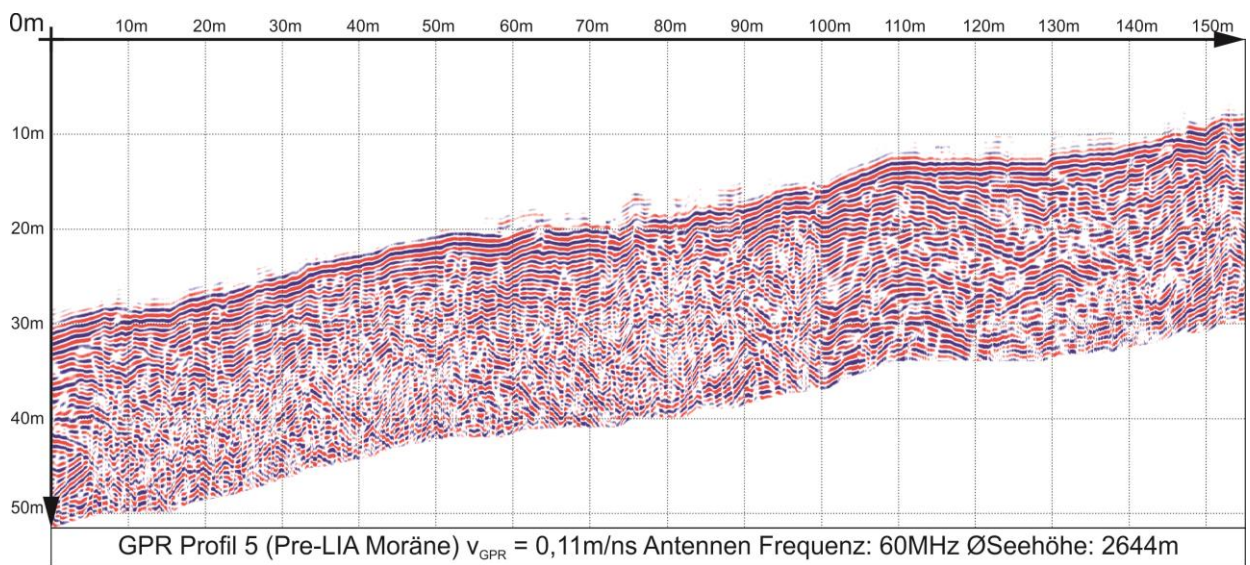
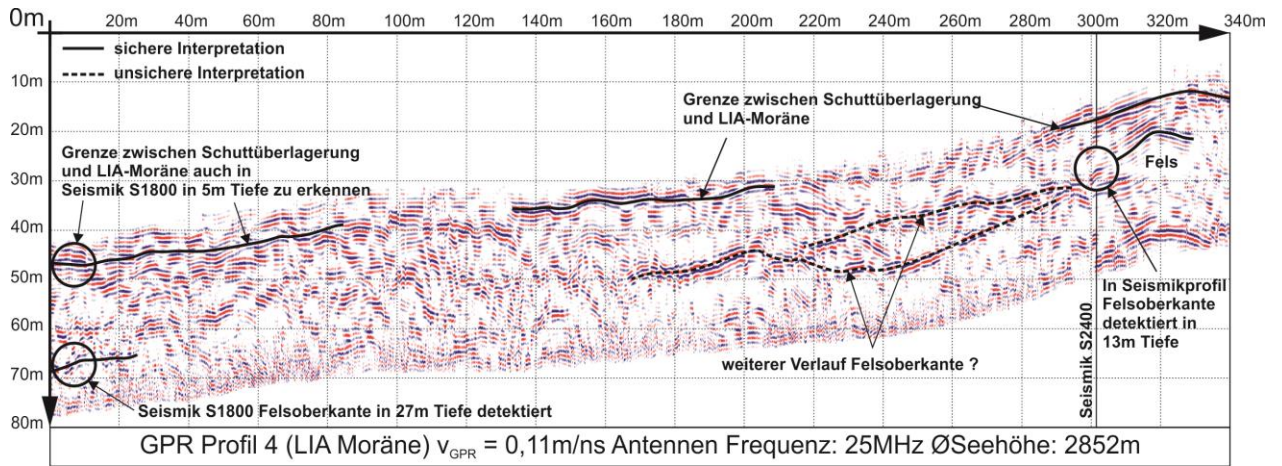
Seismik Profil: S3800 (Schuttkörper)

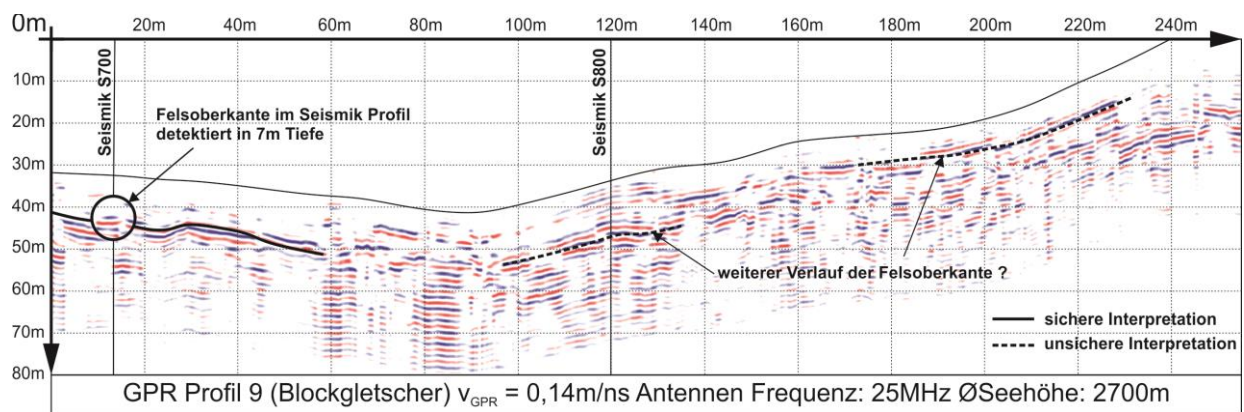
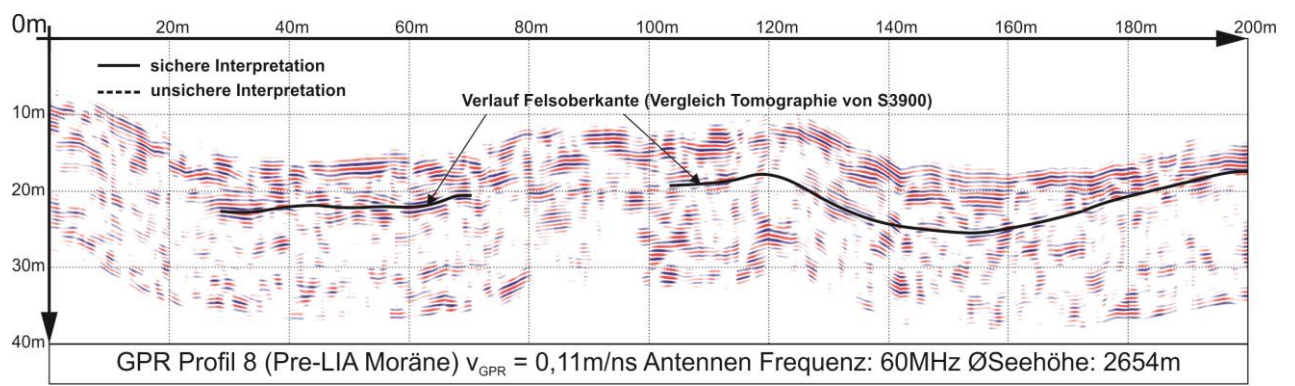
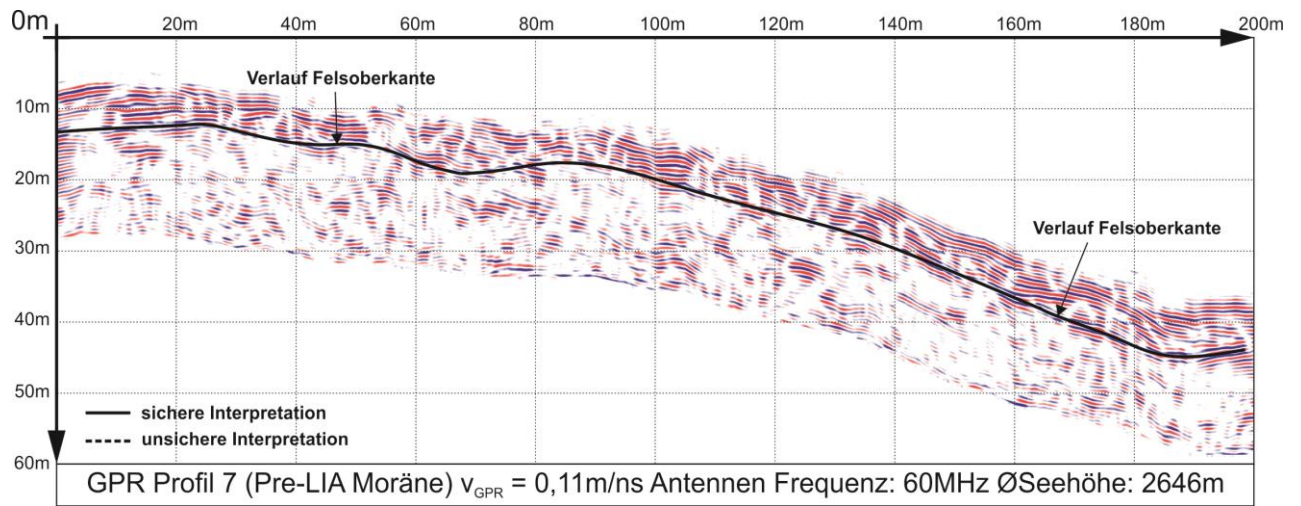


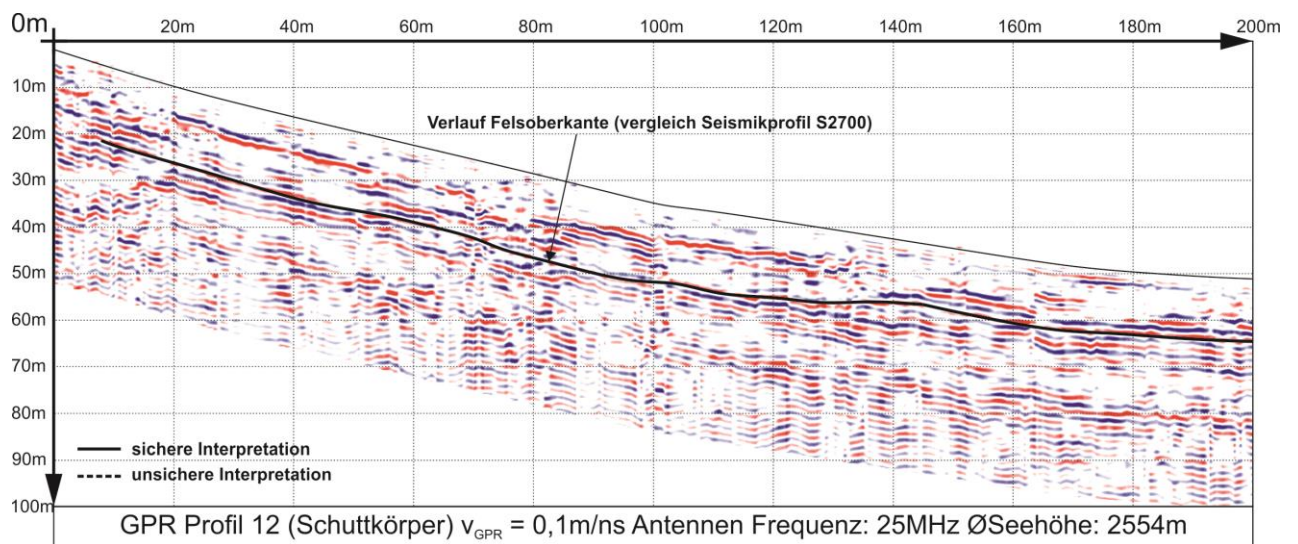
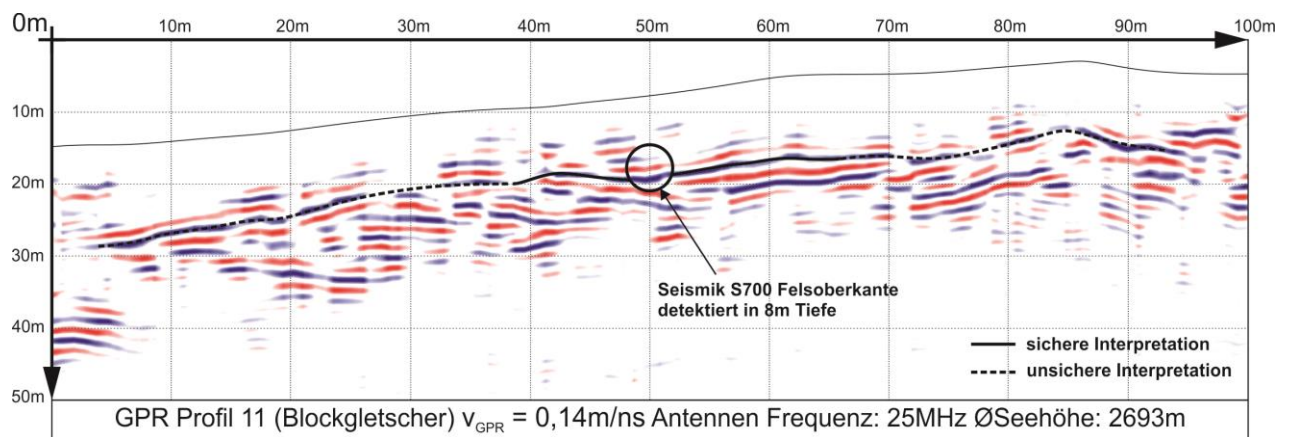
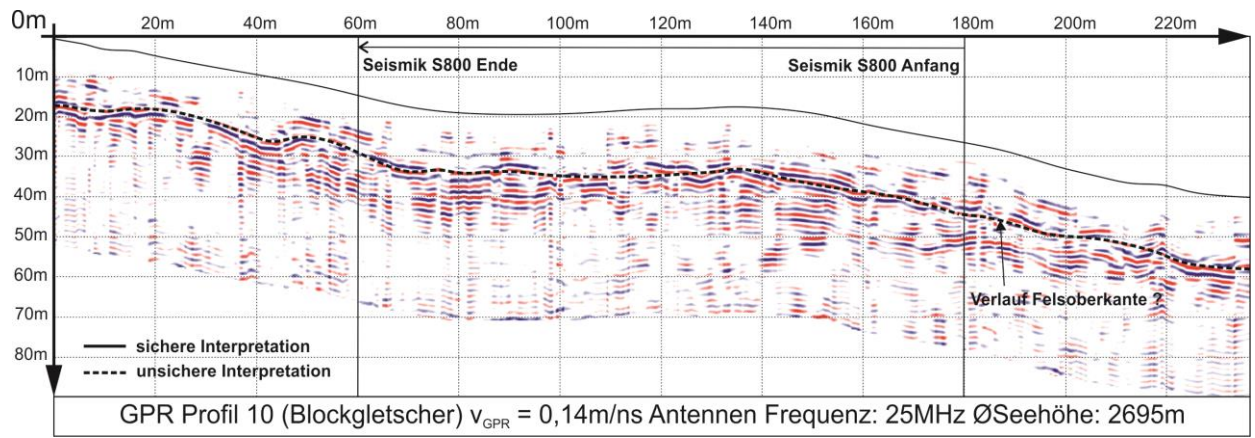












Literaturverzeichnis

ANNAN, A. P. & DAVIS, J. L., 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*. European Association of Geoscientists & Engineers, Volume 37, Issue 5 pp. 531-551. DOI: 10.1111/j.1365-2478.1989.tb02221.x

BARSCH, D., 1996. *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Enviroments*. Springer-Verlag, pp 331, Berlin.

BEHM, M., 2002. Erstellung eines 3D-Modells der Ostalpen mit refraktionsseismischen Daten. Wien.

BÖGEL, H. & SCHMIDT, K., 1976. *Kleine Geologie der Ostalpen*. Otto Verlag, pp 231, Thun.

DANIELS, D. J., 2004. *Ground Penetrating Radar - 2nd Edition*. The Institute of Electrical Engineers, London.

DANKERT, J. & DANKERT, H., 2004. *Technische Mechanik*. [Online]

Available at: <http://www.tm-mathe.de/Themen/html/funnatsplines.html>

[Zugriff am 03 02 2015].

FORKMANN, B. & PETZOLD, H., 1989. Prinzip und Anwendung des Gesteinsradars zur Erkundung des Nahbereiches. *Freiberger Forschungshefte*, C 432, Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.

HAEBERLI, W., 1975. Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch(Graubünden). *Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, Nr. 17, ETH Zürich, Zürich.

HAUCK, C. & KNEISEL, C., 2008. *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge Cambridge University Press, pp 256, New York.

HAUSMANN, H., 2005. *Geophysikalische Untersuchung des Reichenkar Blockgletschers*. Wien.

HAUSMANN, H., KRAINER, K., BRÜCKL, E. & KOMMA, J., 2009. Permafrost in Austria - Part I (Endbericht Juni 2009)

HAUSMANN, H., KRAINER, K., BRÜCKL, E. & ULLRICH, C., 2012 Internal structure, ice content and dynamics of Ölgrube and Kaiserberg rock glaciers (Ötztal alps, austria) determined from geophysical surveys. Austrian journal of earth sciences, Volume 105/2, Vienna

HOFFMANN, T. & SCHROTT, L., 2002. Modelling sediment thickness and rockwall retreat in a Alpine valley using 2D-seismic refraction (Reintal, Bavarian Alps). Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 127, pp 153-173.

HOLE, J. A., 1992. Nonlinear High-Resolution Three-Dimensional Seismic Travel Time Tomography. J. Geophysical Research, Volume 97, Issue B5, pp 6553-6562, DOI: 10.1029/92JB00235

IKEDA, A. & MATSUOKA, N., 2002. Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. Permafrost and Periglacial Processes, Volume 13, Issue 2, pp 145-161, DOI: 10.1002/ppp.413

JABOYEDOFF, M., BARDOU, E. & DERRON, M.-H., 2004. Sloping local base level: a tool to estimate potential erodible volume and infilling alluvial sediment of glacial valleys. Swiss Geo-Scientists meeting, Lausanne.

KRAINER, K., BRÜCKL, E., HAUSMANN, H. & KOMMA, J., 2009. Permafrost in Austria - Part I.

KRAINER, K. et al., 2013. Permafrost in Austria: Impact of climate change on alpine permafrost and related hydrological effects.

KRAINER, K. & MOSTLER, W., 2000. Aktive Blockgletscher als Transportsysteme für Schuttmassen im Hochgebirge: Der Reichenkar Blockgletscher in den westlichen Stubai Alpen. Geoforum Umhausen, Bd. 1, pp 28-43 Innsbruck.

LI, Y., LIU, G. & CUI, Z., 2000. Glacial valley cross-profile morphology, Tian Shan Mountains, China. Geomorphology, 38, 1-2, pp 153-166.

LOREK, D. M. S., 2004. Wand- und Gratentwicklung seit dem Spätglazial. Frankfurt am Main.

NÖTZLI, J. & GRUBER, S., 2005. Alpiner Permafrost - ein Überblick. Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt, 70. Jahrgang, pp 111-121, München.

NYENHUIS, M., 2005. Permafrost und Sedimenthaushalt in einem alpinen Geosystem, Bonner Geographische Abhandlungen, Heft 116, ISBN 3-537-87666-1, Asgard-Verlag Sankt Augustin, pp 142, Bonn.

OTTO, J. C., 2006. Paraglacial sediment storage quantification in the Turtmann Valley. Swiss Alps. PhD Theses, pp 161, University of Bonn.

OTTO, J. C. & SASS, O., 2005. Comparing geophysical methods for talus slope investigations in the Turtmann valley (Swiss Alps). *Geomorphology*, 76, pp 257-272.

PRESS, F. & SIEVER, R., 1995. *Allgemeine Geologie*. ISBN 3860253905, Spektrum Akademischer Verlag, pp 724.

REYNOLDS, J. M., 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons, first edition, pp 796, Chichester.

ROGGER, M. et al., 2014. Impact of mountain permafrost on flow path and runoff response in a high alpine catchment. *Water Resources Research*, Wien.

SASS, O., 2007. Bedrock detection and talus thickness assessment in the European Alps using geophysical methods. *Journal of Applied Geophysics*, 62, pp 176-192.

TELFORD, W. M., SHERIFF, R. E. & GELDART, L. P., 1990. *Applied Geophysics*.

VAN HUSEN, D., 1981. Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. *Mitt. österr. geologischen Gesellschaft*, 74/75, pp 197-230, Wien.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Geographische Übersichtskarte zur Lage des Krummgampentales.....	17
Abbildung 2: Geomorphologische Übersichtskarte des Krummgampentales (KRAINER 2010)...	20
Abbildung 3: Abgrenzung der sichtbaren Felsoberfläche und der verschiedenen Sedimentspeicher mit Hilfe von georeferenzierten Polygonen, basierend auf der geomorphologischen Übersichtskarte von K. Krainer.....	21
Abbildung 4: Diagramm über die flächenhafte Verteilung der verschiedenen Sedimentklassen im Krummgampental inklusive Gletscher und sichtbarem Festgestein (Gesamtfläche 5,5 km ² /2D).....	22
Abbildung 5: Beispiel von Schuttkegeln mit Exposition nach Süden im Krummgampental (Foto: Eipeldauer Stefan; Oktober 2009)	24
Abbildung 6: LIA-Moräne (Seehöhe ca. 2900m) im oberen Krummgampental mit Blick in Richtung oberen Gletscher, unterhalb vom Arzkarkopf (Foto: Eipeldauer Stefan; Oktober 2009).	26
Abbildung 7: Blockgletscher am Eingang des Krummgampentales (Seehöhe ca. 2450m am Fuße des Blockgletschers) (Foto: Hausmann Helmut; Juli 2009)	28
Abbildung 8: Schematische Darstellung der verschiedenen Stadien eines Blockgletschers. Weitere Begriffe in dieser Abbildung: BTS und MAST, Abbildung von IKEDA & MATSUOKA (2002)	28
Abbildung 9: Schematische Darstellung eines klassischen Temperaturprofils in einer Permafrostregion; MAGST (mean annual ground surface); ZAA (zero annual amplitude); active layer (Auftauschicht). Diese Abbildung ist dem Bericht von NÖTZLI & GRUBER (2005) entnommen.....	32
Abbildung 10: Schematische Darstellung des Strahlenganges seismischer Wellen mit dem Laufzeitdiagramm für die direkte, refraktierte und reflektierte Welle. (Prinzip der Refraktionsseismik anhand eines ebenen Zweischichtfalles erläutert)	39
Abbildung 11: Skizze des Prinzips eines Delayzeitmodelles. Die Delayzeit ergibt sich aus dem Zeitunterschied zwischen dem beobachteten roten Strahlweg(SCDG) und dem gedachten blauen Strahlweg (SABG). Die Delayzeiten t_s (schusseitig) und t_G (geophonseitig) entsprechen den jeweiligen Tiefen zum Refraktor; mit α^k als kritischer Winkel (siehe Gleichung (3))......	41

Abbildung 12: Definition des Durchmessers der 1. Fresnelzone	46
Abbildung 13: Der lineare Zusammenhang zwischen A und b eines Gletschertalquerprofiles mit den Daten aus der Arbeit von (LI, et al., 2000) und anderen publizierten Quellen.....	48
Abbildung 14: Einige typische Querprofile in der Bingdaban Gegend (Tian Shan Mountains), wobei die Distanz auf der waagrechten x-Achse und die Seehöhe auf der senkrechten y-Achse aufgetragen wird. (LI, et al., 2000)	49
Abbildung 15: Schematische Darstellung für die Anwendung zur Modellierung mittels einer quadratischen Kurve für ein Querprofil im Krummgampental.....	50
Abbildung 16: Schematische Darstellung der geometrischen Modellierung der Felsoberfläche mit dem Ansatz der Splineinterpolation für ein repräsentatives Querprofil im Krummgampental (langer nach Norden exponierter Schuttkörper unterhalb vom Weißseejoch (2965 m)).	52
Abbildung 17: Offener Spline Skizze von (DANKERT & DANKERT, 2004).	54
Abbildung 18: Matrix zur Lösung des Gleichungssystems (DANKERT & DANKERT, 2004).....	55
Abbildung 19: Übersichtskarte aller gemessenen Profile im Krummgampental, Tirol (Seismik = weiß; Georadar = schwarz).....	58
Abbildung 20: Seismische Aufnahmeeinheit REF TEK 130. Während der Feldmessungen im Krummgampental kamen drei Aufnahmeeinheiten während der Datenerfassung zum Einsatz, eine für die Registrierung der Hammerschlagsignale und zwei für die Geophonsignale.	60
Abbildung 21: Veranschaulichung der 16-fachen Stapelung der Geophonspuren auf der Basis des Pilotsignals vom Hammerschlag (Trigger), die im Programm Seismon durchgeführt wurde HAUSMANN et al. (2009).....	62
Abbildung 22: GPR Kontrolleinheit SIR 3000 von GSSI.....	65
Abbildung 23: Anwendung GPR Multi- Niederfrequenzantenne 3200 von GSSI im Feld. Das linke Foto zeigt die Datenerfassung von Profil G001 mit der 25 MHz Antenne. Das rechte Bild zeigt die 60 MHz Antenne bei Profil G005 im Einsatz.	66
Abbildung 24: Ausgewählte Querprofile (rote Linien) zur geometrischen Abschätzung im Krummgampental für alle Untergrundklassen; zwecks Übersichtlichkeit ist in der Abbildung nur jedes zweite Profil dargestellt; die gelbe Linie stellt den ungefähren Verlauf des Talweges dar.	70
Abbildung 25: Darstellung der Ergebnisse der seismischen Datenauswertung für das Profil S500 auf der Pre-LIA-Moräne. Die Inserts zeigen die Auswertung von 1D Refraktionsseismik (Offset Bin Stack), 2D Ausschnitt einer Tomographie und 2D-Refraktionsseismik.....	72
Abbildung 26: Lageübersicht aller seismischen Profile (inklusive GPR-Profile) auf den verschiedenen Untergrundklassen. Zur Unterstützung der jeweiligen geophysikalischen Modelle	

ist das Permafrostvorkommen dargestellt. Markiert sind Temperaturlogger, jeweils nur der mittlere pro Profil, färbig entsprechend ihrer Einteilung nach dem interpretierten Permafrostvorkommen (HAUSMANN (2013); ILLNAR (2015)).	75
Abbildung 27: In der Abbildung ist das unmigrierte nach der Signalbearbeitung und auf die Topographie bezogene Radargramm von Profil G004 auf der LIA-Moräne zu sehen. Hier sind auch die interpretierten Reflektoren dargestellt.	80
Abbildung 28: Korrelation zwischen der Profilneigung und der geophysikalisch gemessenen, mittleren Tiefe zum Festgestein für alle Untergrundklassen im Krummgampental	86
Abbildung 29: Schematischer Ansatz zur Bestimmung einer Mindestüberlagerung bei den Blockgletschern im Krummgampental über die ermittelte Stirnhöhe in den Querprofilen	87
Abbildung 30: Ergebnis der modellierten Felslinie (Spline) schematisch dargestellt für die Untergrundklasse Blockgletscher. Zu sehen sind die eingefügten Stützstellen, die hier über die mittleren Tiefen und das Kriterium der Mindestüberlagerung verteilt wurden. Zwecks Übersichtlichkeit ist nur ein Teilbereich des gesamten Querprofiles dargestellt (Blockgletscher beim verborgenen See 2600 m).	88
Abbildung 31: Korrelation zwischen Schuttkörperlänge und Schuttkörpertiefe im Krummgampental für die Sedimentklasse Schuttkörper, aufgeteilt in drei Kategorien: nach Gesamt (berücksichtigt alle geophysikalischen Messungen die auf Schuttkörpern durchgeführt wurden) und nach der Exposition der Schuttkörper in Nord- und Südhänge unterteilt.	89
Abbildung 32: Ergebnis der modellierten Felslinie (Spline) schematisch dargestellt für die Untergrundklasse Schuttkörper. Zu sehen sind die eingefügten Stützstellen, die über die Korrelation zwischen Schuttkörperlänge/Schuttkörpertiefe verteilt wurden. Zwecks Übersichtlichkeit ist nur ein Teilbereich des gesamten Querprofiles dargestellt (ein nach Süden exponierter Schuttkörper zwischen den Seismikprofilen S2200 und S3200).	90
Abbildung 33: Die gekennzeichneten Bereiche geben die Position von größeren Überlagerungen, die geophysikalisch gemessen bzw. aufgrund der Luftbildinterpretation angenommen wurden.	92
Abbildung 34: Ergebnis der modellierten Felslinie (Spline) schematisch dargestellt für die Untergrundklasse LIA-Moräne. Zu sehen sind die eingefügten Stützstellen, die über die mittlere Tiefe zum Festgestein verteilt wurden. Wegen der Übersichtlichkeit ist nur ein Teilbereich des gesamten Querprofiles dargestellt (LIA-Moräne im oberen Bereich unterhalb vom Glockturm).	92

Abbildung 35: Ergebnis der modellierten Felslinie (Spline) schematisch dargestellt für die Untergrundklasse Pre-LIA-Moräne. Präsentiert werden die eingefügten Stützstellen, die über die mittlere Tiefe zum Festgestein verteilt wurden. Zwecks Übersichtlichkeit ist nur ein Teilbereich des gesamten Querprofiles dargestellt.	94
Abbildung 36: Erstelltes Variogramm für die Felsoberfläche im Krummgampental mittels Krigingverfahren unter Berücksichtigung des Trends mit einer Aussageweite (Range) von 1400 m, bis zu der eine Korrelation der Daten gegeben ist.	94
Abbildung 37: Ergebnis der modellierten Felsoberfläche im Krummgampental als 3D-Oberfläche über eine Dreiecksnetzvermaschung dargestellt (erstellt mit Bricscad).	95
Abbildung 38: Sedimentmächtigkeiten im Krummgampental (Angaben neben der Farbpalette in Meter)	96
Abbildung 39: Vergleich zwischen der Volumen- und Flächenverteilung(3D) im Krummgampental.....	97
Abbildung 40: Schematische Darstellung der Problematik im Übergangsbereich zwischen verschiedenen Sedimentspeichern (hier Blockgletscher und Pre-LIA-Moräne). Die Annahme einer senkrechten Bruchkante entspricht nicht der Realität.	103
Abbildung 41: Schematische Darstellung vom Ansatz, der im Überlappungsbereich zwischen Gletscher und LIA-Moräne in der Volumenberechnung berücksichtigt wurde.	104

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Ergebnisse der Seismik-Untersuchungen im Hungerlitaelli von OTTO (2006). Hier sind die P-Wellen Geschwindigkeit (v_p) der detektierten geologischen Schichten (Layer 1 - Layer 3) pro Messprofil aufgelistet. Des Weiteren ist angeführt, ob die Felsoberfläche detektiert wurde, die Landschaftsform, und ob Permafrost (PF) vorgekommen ist.	14
Tabelle 2: Ergebnisse der GPR-Untersuchungen im Hungerlitaelli von OTTO (2006). Hier sind die Radarwellengeschwindigkeit, die verwendete Antennenfrequenz sowie die Landschaftsform der einzelnen Messprofile angeführt, ebenso die Detektierung der Felsoberfläche und die entsprechende durchschnittlichen Tiefe.	14
Tabelle 3: Ergebnisse von SASS (2007) der drei geophysikalischen Methoden: Georadar, Refraktionsseismik und Geoelektrik. Hier sind die Radarwellengeschwindigkeit vom Georadar, die P-Wellen Geschwindigkeit der Refraktionsseismik und der elektrische Widerstand der Geoelektrik der verschiedenen Untergrundklassen dargestellt.	15
Tabelle 4: Zusammenfassung der Ergebnisse von HOFFMANN & SCHROTT (2002); die seismischen P-Wellen Geschwindigkeit bezieht sich auf den Refraktor, der auf Festgestein hindeutet (mit $v_p > 2500$ m/s), wobei diese Annahme in Frage zu stellen ist.	16
Tabelle 5: P-Wellen Geschwindigkeit aktiver Blockgletscher mit v_{p1} für den Blockmantel und v_{p2} für den Permafrostkörper. Die Impulsarten (Imp.): Hammerschlagseismik (H), Sprengstoff (S) und detonierte Sprengschnur (DS), erweiterte Tabelle von BARSCH(1996) durch HAUSMANN (2005).....	29
Tabelle 6: Einteilung in drei verschiedene Permafrostarten im Krummgampental: (a) probable Permafrost, (b) possible Permafrost, (c) kein Permafrost interpretiert über wGST-Messungen, Seismik (Gradient), Exposition und Hangneigung (adaptierte Tabelle mit den Daten von Hausmann (2013)).	34
Tabelle 7: Typische Bereiche der P-Wellen Geschwindigkeit von verschiedenen Festgesteinen, Sedimenten und Permafrost (HAUCK & KNEISEL, 2008).....	38
Tabelle 8: Gemessene GPR-Wellen-Ausbreitungsgeschwindigkeit für EM-Wellen über WARR Messanordnung (HAUCK & KNEISEL, 2008).....	45
Tabelle 9: Zusammenfassung aller Ergebnisse der gemessenen Seismik-Profile im Krummgampental. Die P-Wellen Geschwindigkeiten $v_0 - v_2$ entsprechen dem 2- oder 3-Schichtfall aus der 2D-Refraktionsauswertung mit der ProMAX. Weiteres sind die bestimmten	

mittleren Tiefen zum Festgestein und dessen Extrema mit min/ max angeführt. Zu Vergleichszwecken sind die GPR-Profile, die in der Nähe des jeweiligen Seismikprofils liegen aufgelistet.	79
Tabelle 10: Ergebnisse der GPR-Messungen für die einzelnen Profile der Sedimentklassen mit der EM-Wellengeschwindigkeit v_{GPR} , die durchschnittliche Tiefe zum Festgestein und für Vergleichszwecke Verweis auf Seismikprofile.	84
Tabelle 11: Mittelwert der Felstiefen und die mittlere Abweichung auf der jeweiligen Sedimentspeicherart im Krummgampental. Berechnet aus den geophysikalischen Messprofilen, an denen der Fels interpretiert wurde.	91
Tabelle 12: Ergebnisse der Sedimentvolumenberechnung im Krummgampental (unter Berücksichtigung der Gletscherüberlagerung auf der LIA-Moräne)	97
Tabelle 13: Auswirkungen von unterschiedlichen angenommenen Radargeschwindigkeiten (v_{GPR}) auf die Umrechnung in die Tiefe (d) bei einer beobachteten Laufzeit (t_{GEM}). Für jede Untergrundklasse im Krummgampental mit der jeweiligen mittleren Tiefe (orange markiert).	100